

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

2 945-1

66'6

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK

[07. Dez. 1993



Nr. 42

**Organisches Material in pelagischen Sedimenten:
Glaziale/Interglaziale Variationen im
Europäischen Nordmeer**

THOMAS WAGNER



Zusammenfassung/Abstract

1. Abkürzung und Zielsetzung

2. Grundlagen

3. Das Europäische Nordmeer

3.1 Physiographie

3.2 Hydrographie

3.3 Paläo-Ozeanographie

3.4 Lithologischer Verteilung in den Sedimenten

3.5 Organisches Material in spätpleistozänen und holozänen Sedimenten

3.6 Herkunft des organischen Materials

Nr. 42

4. Methoden

4.1 Bestimmung des organischen Kohlenstoffs (TOC)

4.2 Bestimmung des Gesamtstickstoffs (N_{tot})

4.3 Die Rock-Eval

4.4 volatile Kohlenstoffe

4.5 Organische Petrologie

Organisches Material in pelagischen Sedimenten:

Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer

5. Ergebnisse

5.1 Organische Petrologie an TOC-armen Sedimenten: Signifikanz und Limitierung

5.2 Mineral-Matrix Effekte in marinen feinklastischen Sedimenten

5.3 Kohlengeologische und geochemische Untersuchungen an IRD > 500 µm

sowie an Provenienzen aus periglazialen Niedergebieten solcher Klassen

5.4 Grenzübergang Charakter glazialer und interglazialer Sedimente des EN

5.5 Räumliche und zeitliche Verteilung organischer Faziesbereiche im EN

6. Diskussion

6.1 Korrelationen organischer und lithologischer Faziesbereiche

6.2 Provenienz marine organischer Sedimente in Sedimenten des EN

6.3 TOC-reiche Klassen in glazialen und deglazialen Sedimenten

- Ein paläo-ozeanographisch signifikanter Faktor?

6.4 Hinweise zur Entstehung TOC-reicher Sedimente während glazialer und

deglazialer Phasen

6.5 Paläo-ozeanographische Implikationen

7. Schlussfolgerungen

8. Literaturverzeichnis

9. Zusammenfassung

10. Literaturverzeichnis

Literatur-Zusammenfassung

Literatur-Zusammenfassung, Tabellen und Plakate

Anhang

Zusammenhang I-IV



Zusammenfassung/Abstract	1
1. Einleitung und Zielsetzung	4
2. Grundlagen	9
3. Das Europäische Nordmeer	15
3.1 Physiographie	15
3.2 Hydrographie	16
3.3 Paläo-Ozeanographie	19
3.4 Lithofazies-Verteilung in den Sedimenten	22
3.5 Organisches Material in spätpleistozänen und holozänen Sedimenten	25
3.6 Herkunft des organischen Materials	27
4. Methodik	39
4.1 Bestimmung des organischen Kohlenstoffs (TOC)	40
4.2 Bestimmung des Gesamtstickstoffs (N _{tot}).....	41
4.3 Die Rock-Eval Pyrolyse	42
4.4 Stabile Kohlenstoff-Isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)	44
4.5 Organisch-petrologische Untersuchungen	45
5. Ergebnisse	52
5.1 Organische Petrologie an TOC-armen Sedimenten: Signifikanz und Limitierung der Analysemethode	52
5.2 Mineral-Matrix Effekte in unreifen feinklastischen Sedimenten.....	57
5.3 Kohlepetrologische und isopenchemische Untersuchungen an IRD > 500 μm sowie an Probenmaterial aus potentiellen Liefergebieten solcher Klasten	60
5.4 Organischer Charakter glazialer und interglazialer Sedimente des EN	69
5.5 Räumliche und zeitliche Verteilung organischer Faziesseinheiten im EN.....	89
6. Diskussion	101
6.1 Korrelation organischer und lithologischer Faziesseinheiten	101
6.2 Frühdiagenese mariner organischer Substanzen in Sedimenten des EN	105
6.3 TOC-reiche Klasten in glazialen und deglazialen Sedimenten - Ein paläo-ozeanographisch signifikanter Tracer?	109
6.4 Hinweise zur Entstehung TOC-reicher Diamikte während glazialer und deglazialer Klimaphasen	114
6.5 Paläo-ozeanographische Implikationen	115
7. Schlußfolgerungen	124
8. Literaturhinweise	128
Liste der verwendeten Abkürzungen	
Liste der Abbildungen, Tabellen und Phototafeln	

Appendix

Datenanhang I - IV

Zusammenfassung

Organisch-geochemische (TOC, Rock-Eval Pyrolyse, C/N, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) und -petrologische Untersuchungen wurden an sieben Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (EN), fokussiert auf Kernabschnitte der Sauerstoffisotopenstadien 6-5 und 2-1, durchgeführt. Variationen im Eintrag von autochthonem und allochthonem organischen Material (OM) im Wechsel zwischen glazialen und interglazialen Klimaphasen konnten so mit maximaler zeitlicher Auflösung erfaßt werden. Aufbauend auf diesen Grunddaten wurde ein organisches Fazieskonzept für pelagische, TOC-arme (< 1 Gew.%) Sedimente entwickelt. Anschließend wurden zeitliche und räumliche Variationen im organischen Charakter der Sedimente in Bezug zur paläo-ozeanographischen und paläoklimatischen Entwicklung des Ablagerungsraums diskutiert. Zur Klärung potentieller Liefergebiete für TOC-führenden IRD, der verstärkt in den Ablagerungen des Isotopenstadiums 6 im östlichen arktischen Raum, der Fram-Straße und dem EN auftritt, wurden geochemische (TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) sowie kohlepetrologische Untersuchungen durchgeführt.

Die Verteilung der organischen Fazies belegt, sowohl für glaziale als auch für interglaziale Kernabschnitte, eine Dominanz von allochthonem OM. Glaziale und deglaziale Sedimente sind durch ansteigende TOC-Gehalte, die auf glaziomarinen Sedimenteintrag zurückzuführen sind, charakterisiert. Der Übergang zu interglazialen Klimaphasen ist, insbesondere in den Sedimenten der Norwegischen See, durch einen deutlichen Rückgang der TOC-Gehalte mit vorherrschend oxidiertem OM bestimmt. Autochthones OM ist nur in Sedimenten des Isotopensubstadiums 5.5.1 auf dem äußeren Vøring-Plateau und dem südlichen Grönland-Becken, bedingt durch deutlich ansteigende Sedimentationsraten, sowie den oberflächennahen Sedimenten mit erhöhten Anteilen überliefert.

Die Abfolge organischer Fazieseinheiten mit zunehmender Kernteufe weist auf eine unterschiedliche Erhaltungsfähigkeit von autochthonem und allochthonem OM hin. Frühdiagenetische Prozesse reduzieren selektiv das autochthone OM in den obersten Dezimetern der Sedimente auf 50-60 % des an der Oberfläche abgelagerten marinen OM. Insgesamt spiegelt sich diese Tatsache auch in der unterschiedlichen Übereinstimmung organischer und lithofazieller Fazieseinheiten wider. Glaziale und deglaziale Kernabschnitte zeigen aufgrund des dominant allochthonen (abbauresistenten) OM eine optimale zeitliche Korrelation. Im Gegensatz dazu ist die z.T. differenzierte lithofazielle Gliederung der Kernabschnitte des Isotopenstadiums 5 im TOC-Signal nicht überliefert. Hieraus können Hinweise auf eine intensive diagenetische Remineralisation des ursprünglich abgelagerten (vermutlich autochthonen, labilen) OM abgeleitet werden.

Glaziomarine Sedimentationsprozesse haben insbesondere in der Norwegischen See während glazialer und deglazialer Klimaphasen mit einem verstärkten Eintrag von allochthonem, z.T. thermisch reifem OM (Kohle- und Schwarzschiefer-Klasten) zur Ablagerung von Diamikten geführt. Die in das Beckenzentrum ausstreichenden Horizonte deuten auf TOC-reiche jurassisch-kretazische Ursprungsgesteine, die entlang der östlich angrenzenden kontinentnahen Schelfe in geringer Wassertiefe anstehen, hin. Eine exakte Eingrenzung der Liefergebiete ist jedoch aufgrund der großräumigen Vorkommen dieser Gesteine auf dem Norwegischen Schelf, der Barents-See und dem zirkum-arktischen Hinterland sowie der sehr ähnlichen thermischen Reife und Mazeralzusammensetzung nicht möglich. Für das Isotopensubstadium 6.3 wurde eine Rekonstruktion der Paläoeisdrift, basierend auf einem charakteristischen geochemischen Signal in den Sedimenten, aus dem Boreas-Becken und der Jan-Mayen-Bruchzone, das auf Ton-/Siltsteine auf Andøya als Ursprungsgesteine hinweist, durchgeführt.

Abstract

Organic-geochemical and -petrological analyses were performed on seven cores of the Norwegian-Greenland Sea (NGS), focussing on sediment sections of oxygen-isotope stages 6-5 and 2-1. The results reveal distinct variations in supply of autochthonous and allochthonous organic matter (OM) reflecting glacial/interglacial climatic and oceanographic changes. Based on geochemical and microscopic data, an organic-facies concept was developed for pelagic mostly TOC-lean (<1 wt.%) sediments. Spatial and temporal variations in the character of sedimentary OM are discussed with regard to paleoclimatic and paleoceanographic changes. In addition, geochemical and petrological analyses were performed on IRD-clasts (i.e. coal, black shale and clay-/siltstone) taken from glacial sediments of the eastern Arctic-Ocean, the Fram-Strait and the NGS to assign possible source areas.

The distribution of organic facies proves characteristic spatial and temporal distribution patterns of allochthonous OM. Glacial and deglacial sediments show increased TOC values due to enhanced glaziomarine sediment input. The transition to interglacial climatic conditions is reflected by decreasing TOC contents. Microscopic data reveal a shift from vitrinite-dominated to inertinite-dominated OM. An improved preservation of autochthonous OM so far only could be detected in sediments of isotope-substage 5.5.1 from the Vøring-Plateau and the southern Greenland-Basin. In addition all cores influenced by Atlantic water masses show high marine OM contents in the uppermost sediment section.

Downcore variations of organic-facies units indicate a different potential of preservation for autochthonous and allochthonous OM. Early diagenetic processes cause a selective

degradation of marine OM. Within the upper 30 cm of the sedimentary column 50-60 % of the initially deposited autochthonous OM is remineralized. This pattern is expressed by differences in the temporal coincidence of lithological and organic facies units. For glacial and deglacial sediment sequences the best correlation of facies units is observed. This can be explained by the dominance of allochthonous OM being resistant to diagenetic degradation. In contrast weak correlation of lithological and organic facies units is noticed for isotope-stage 5 sediments indicating an effective degradation of the deposited (probably labile autochthonous) OM.

Glaciomarine sedimentary processes led to an increased input of allochthonous, partly thermally altered OM (coal-, black shale-clasts) during glacial and deglacial climatic phases which resulted in the deposition of diamictos with a regional emphasis on the eastern Norwegian Sea. The westward pinching-out of these horizons indicate Jurassic-Cretaceous TOC-rich sediments, cropping out along the eastern continental shelves, to be possible source rocks. A precise localization of a certain source area is yet not possible, because those sediments have a widespread occurrence along the Norwegian Shelf, the Barents Sea, and the Arctic borderlands. Differences in thermal maturity and maceral composition of those sediments are minor; hence, they are not useful as tracers for specific source regions. However, for the isotopesubstage 6.3 time slice paleo-icedrift patterns were reconstructed based on a distinct geochemical signal which can be traced in sediments of the Boreas Basin and the Jan-Mayen Fracture Zone, thus indicating clay-/siltstones outcropping on Andøya as a potential source rock.

1. Einleitung und Zielsetzung

Vorbemerkung

Grundvoraussetzung für die Interpretation des fossilen organischen Kohlenstoff-Signals (TOC) in marinen Sedimenten ist, daß sich die heutigen klimatischen und ozeanographischen Bedingungen durch Schwankungen im Gehalt und in der Zusammensetzung des organischen Materials (OM) am Meeresboden dokumentieren und deren Abbild fossil in den Sedimenten überliefert wird.

Organischer Kohlenstoff in Oberflächensedimenten des Weltmeers und sein fossiles Signal in glazialen und interglazialen marinen Sedimenten

Insgesamt spiegeln die TOC-Gehalte der ozeanischen Oberflächensedimente mit einem ausgeprägten regionalen Verteilungsmuster großräumig die heutigen klimatischen und ozeanographischen Bedingungen wider (Abb. 1, Romankevich 1984). Zusammenfassend lassen sich vier Ablagerungsräume (1-4) mit deutlich unterschiedlichen TOC-Gehalten ausgrenzen. Eine besondere Rolle für den globalen Kohlenstoffkreislauf kommt hierbei den relativ schmalen Schelfgebieten und dem oberen Kontinentalhang (1) zu, wo 80-90 % des in der photischen Zone gebildeten Kohlenstoffs zur Ablagerung gelangt (Emerson & Hedges 1988). Innerhalb dieses Ablagerungsraums nehmen die kleinräumigen küstennahen Auftriebsgebiete (2) in subtropischen Breiten, z.B. vor NW-Afrika und Peru, eine Sonderstellung ein. Hier werden die weltweit höchsten TOC-Gehalte in marinen Oberflächensedimenten gemessen. Ursache für diese außergewöhnliche TOC-Akkumulation an der Sedimentoberfläche ist eine sehr hohe Flußrate von autochthonem OM. Aufgrund ihrer einzigartigen Ablagerungsgeschichte müssen Sedimente küstennaher Auftriebsgebiete jedoch als nicht repräsentativ für das Weltmeer verstanden werden. Diesen TOC-reichen Sedimenten stehen TOC-arme Tiefseeablagerungen (3) in den ausgedehnten Beckenbereichen des Ozeans mit durchschnittlich 0,2-0,5 Gew.% TOC gegenüber (Emerson 1985). Einen Übergang zwischen den pelagischen und kontinentnahen Oberflächensedimenten bilden hemipelagische Ablagerungen (4) mit maximal 2 Gew.% TOC (Emerson 1985).

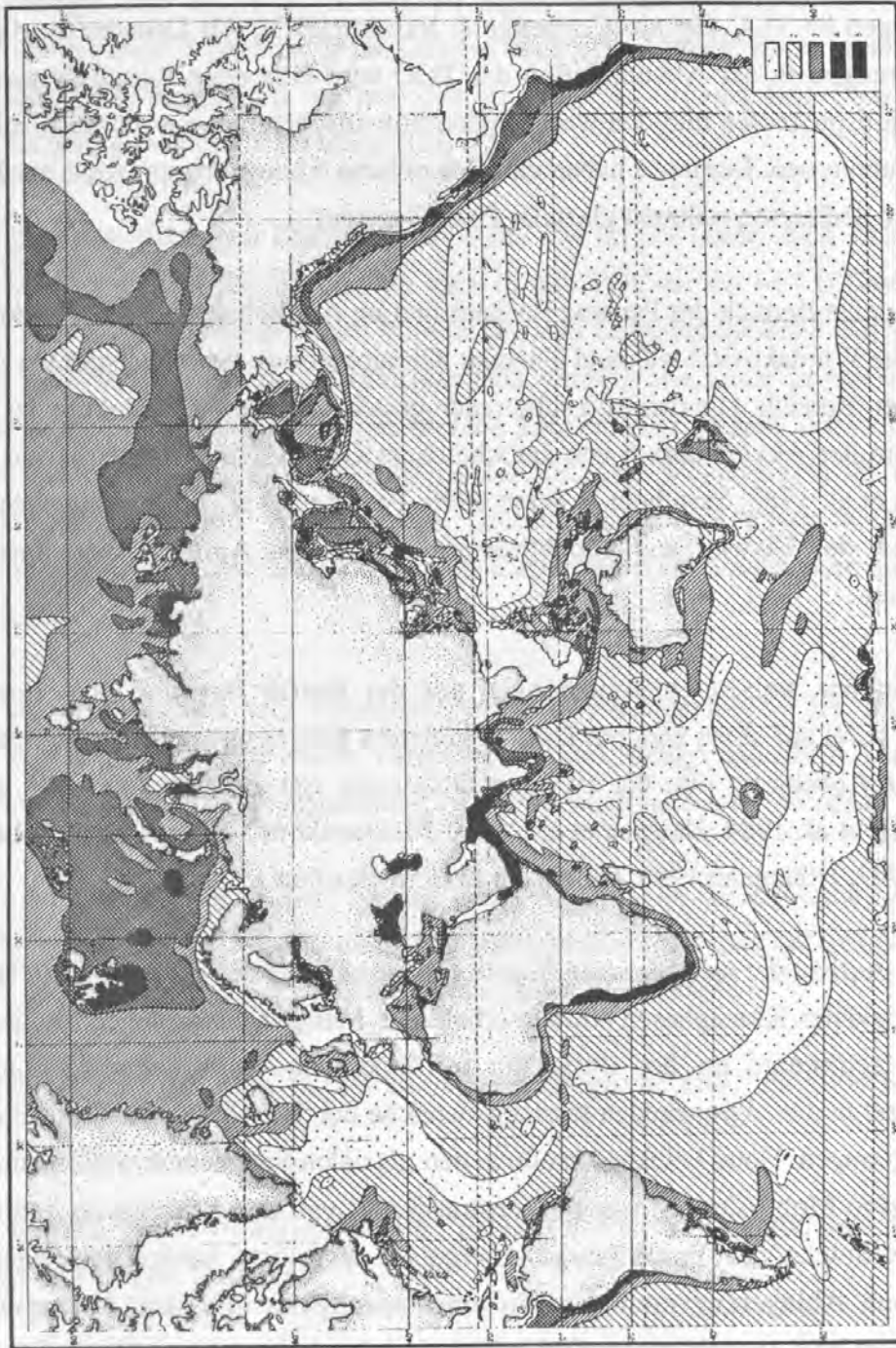


Abb. 1: TOC-Verteilungsmuster an der Sedimentoberfläche (0-5 cm) im Weltmeer. Angaben in Gew.%, bezogen auf das Trockengewicht (1= < 0,25 %; 2= 0,25-0,5 %; 3= 0,51- 1,00 %; 4= 1,01- 2,00 %; 5= > 2,00 %, nach Romankevich 1984).

Schwankungen im TOC-Gehalt mariner Sedimente zwischen glazialen und interglazialen Klimaphasen mit erhöhten Werten in kaltzeitlichen und niedrigeren Werten in warmzeitlichen Ablagerungen sind sowohl aus äquatornahen (Sarnthein et al. 1988, Stein & Littke 1990, Pedersen et al. 1991, Westerhausen 1992) als auch aus subpolaren Breiten beschrieben (Henrich et al. 1989, Henrich 1992, Stein & Littke 1990, Hölemann 1993, Hölemann &

Henrich subm.). Marine Ablagerungen mittlerer Breiten zeigen dagegen weniger ausgeprägte Schwankungen im TOC-Gehalt (Coppedge & Balsam 1992). Als Ursache für die beobachteten Änderungen in der Akkumulation des TOC wird eine enge Kopplung zwischen den Sedimentationsprozessen und den wechselnden klimatischen und ozeanographischen Bedingungen angenommen. Demnach haben unterschiedliche Ablagerungsprozesse zur Entstehung TOC-reicher Sedimente während glazialer Phasen geführt:

- Im äquatorialen Bereich des Panama Beckens und im Auftriebsgebiet vor NW-Afrika führte eine erhöhte Windaktivität während glazialer Klimaphasen zu einem verstärkten Auftrieb im küstennahen Bereich. Die daraus resultierende gesteigerte marine Produktion ist durch eine Zunahme in der Akkumulation von autochthonem OM in den glazialen Serien überliefert (Sarnthein et al. 1988, Sarnthein & Winn 1990, Pedersen et al. 1991). Entsprechend dieses Modells ist der Eintrag von allochthonem OM in den Auftriebssedimenten zu vernachlässigen.
- Demgegenüber weisen Untersuchungen aus der Baffin Bay und dem Europäischen Nordmeer (EN) auf einen anderen klimagesteuerten Eintragsprozeß während glazialer und deglazialer Abschnitte hin, der zu einer Dominanz von allochthonem OM geführt hat (Kaltenback et al. 1984, Henrich et al. 1989, McDonald et al. 1989, Stein & Littke 1990, Henrich 1992, Hölemann 1993, Hölemann & Henrich subm.).

Durch den Aufbau der ausgedehnten Inlandsvergletscherung auf der nördlichen Hemisphäre während glazialer Klimaphasen wurden erhebliche Mengen der anstehenden Gesteine und der Schelfsedimente an der Basis der vorrückenden Gletscher aufgenommen und anschließend in die angrenzenden marinen Bereiche durch Eisberge als "Ice Rafted Debris" (IRD) eingetragen. Hohe Feinkornanteile in den glazialen Sedimenten weisen zusätzlich auf eine intensive Mobilisierung von Suspensionsfracht von den Schelfen in tiefer gelegene Seegebiete. Solche, z.T. durch "surge"-Ereignisse ausgelöste, kurzzeitige Schüttungen in den marinen Ablagerungsraum sind in einer sprunghaft erhöhten Akkumulation von terrestrischem bzw. umgelagertem OM in den glazialen Ablagerungen überliefert.

Die zwei vorgestellten Modelle belegen eine hohe Signifikanz des fossilen TOC-Signals für paläo-ozeanographische und paläoklimatische Fragestellungen. Die Entwicklung eines Sedimentationsmodells für höhere Breiten wurde jedoch hauptsächlich durch organisch-geochemische und sedimentologische Untersuchungen an Probenmaterial des DSDP- und ODP-Bohrprogramms entwickelt. Aufgrund der geringen zeitlichen Auflösung dieser Bearbeitungen zeichnen sich Verschiebungen einzelner organischer und sedimentologischer Parameter als Reaktion auf längerfristige klimatische und ozeanographische Veränderungen

des Untersuchungsraums als Trend im fossilen Signal deutlich ab. Hinzu kommt, daß ein Großteil der untersuchten Proben durch mittlere bis hohe TOC-Gehalte gekennzeichnet ist, so daß analytische Schwierigkeiten bei der Bestimmung des organischen Charakters der Sedimente von untergeordneter Bedeutung sind.

In Ergänzung zu den bisherigen Untersuchungen am OM im EN (siehe auch Abschnitt 3.5) soll mit dieser Arbeit überprüft werden, ob auch in den TOC-armen ($< 1,0$ Gew.%), spätpleistozänen und holozänen Sedimenten klimatische und ozeanographische Veränderungen im Wechsel zwischen Glazialen und Interglazialen durch Variationen in der Menge und Zusammensetzung des OM nachvollzogen werden können. Aus diesem Grund wurden die zwei letzten Glazial/Interglazial-Übergänge (Isotopenstadien 5-6 und 2-1) für detaillierte organisch-geochemische und -petrologische Untersuchungen an einem zeitlich hochauflösenden Probensatz ausgewählt. Zu folgenden Einzelfragen soll im Rahmen dieser Arbeit ein Beitrag geleistet werden:

- Können die klimatischen und ozeanographischen Veränderungen der letzten zwei Glazial/Interglazial-Übergänge durch Variationen in der Menge und der Art des OM im Detail nachvollzogen und in ein organisches Faziesmodell eingebunden werden?
- Sind die Gradienten im TOC-Signal, bedingt durch Änderungen der Zusammensetzung des OM als Abbild ehemaliger Umwelt- und Ablagerungsbedingungen in TOC-armen Sedimenten des EN deutlich genug überliefert, um sie analytisch zu erfassen?
- In welchem Maß ist das TOC-Signal an sedimentologische und lithologische Wechsel gekoppelt?
- Welchen Einfluß haben frühdiagenetische Effekte sowie erosive und lateraladvective Prozesse auf das OM im Sediment?
- Liefern eistransportierte TOC-reiche Sedimentklasten (Kohle, Schwarzschiefer) in glazialen Sedimenten (Diamikten) einen Tracer zur Rekonstruktion der Eisdiffrichtung?

Diesen Fragestellungen soll mit Hilfe der räumlichen und zeitlichen Verteilungsmuster des OM am Beispiel der beiden letzten Glazial/Interglazial-Übergänge (Sauerstoffisotopenstadien 6-5 und 2-1) nachgegangen werden. Kernabschnitte gleicher organischer Charakteristik werden als organische Fazieseinheiten ausgegliedert und mit der von Hamich (1991), Söding (1991) und Henrich (1992) am selben Kernmaterial erarbeiteten Lithofazieseinteilung verglichen.

Die Untersuchungen wurden an sieben Sedimentkernen entlang von zwei Ost-West-Kerntraversen (67°-70° N und 76° N) durchgeführt (Tab.1 und Abb. 5). Die Festlegung der Kernstationen erfolgte so, daß sie von einem möglichst breiten Spektrum der rezenten Oberflächenströme im EN beeinflusst werden, um so den lateral wechselnden Einfluß des klimarelevanten Norwegenstroms im Verlauf eines Glazial/Interglazial-Wechsels nachzeichnen zu können. Die Auswahl der letzten zwei Klimaübergänge ermöglicht einen Vergleich organischer Parameter am gleichen Sedimentkern, die eine ähnliche klimatische Veränderung dokumentieren. Zusätzlich bietet sich die Möglichkeit, die stärker fröhdiagenetisch überprägte Probensequenz der Isotopenstadien 6 und 5 mit der weniger stark modifizierten Probensequenz der Isotopenstadien 2 und 1 am gleichen Sedimentkern gegenüberzustellen.

Kern GIK-Nr.	Position	Wassertiefe (m)	Seegebiet
23071	67°05.10'N 02°54.50'E	1308	Äußeres Vøring-Plateau
23065	68°29.70'N 00°49.10'E	2802	Jan-Mayen- Bruchzone
23352	70°00.40'N 12°25.80'W	1822	Nördliches Island- Plateau
23342	71°38.20'N 08°26.70'W	1974	Südliches Grönland- Becken
17728	76°31.20'N 03°57.50'E	2473	Westliches Boreas- Becken
21911	75°03.88'N 02°57.31'E	2375	Südöstliche Grönland- Bruchzone
21906	76°50.18'N 02°09.19'W	2939	Nordwestliche Grönland- Bruchzone

Tab.1: Position, Wassertiefe und Seegebiet der untersuchten Sedimentkerne.

2. Grundlagen

Herkunft und Erhaltung von organischem Material in marinen Sedimenten

- Ein Überblick -

Im folgenden Abschnitt soll eine kurze Zusammenfassung des aktuellen Wissensstandes helfen, die grundsätzliche Problematik bezüglich der Interpretation des fossilen TOC-Signals in marinen Sedimenten besser einschätzen zu können. Aufgrund der Vielschichtigkeit und der komplexen Verknüpfung relevanter Einzelprozesse kann hier keine Vollständigkeit erreicht werden, so daß viele durchaus bedeutsame Teilaspekte nur randlich Erwähnung finden. Eine ergänzende Darstellung der Verhältnisse im EN erfolgt in Abschnitt 3.6.

Der Kohlenstoff-Fluß innerhalb der Wassersäule

Die jährlich gemittelte Primär- oder Nettoproduktion (PP) in der photischen Zone des Atlantischen Ozeans belegt für verschiedene Seegebiete deutlich schwankende Werte (Berger 1989, Abb. 2). Diese Unterschiede in der biologischen Produktion werden u.a. durch die Nährstoff- und Sauerstoffversorgung sowie die Temperatur und Meeresströmungen gesteuert (Berger 1989, Einsele 1992). Das Produktionsspektrum reicht innerhalb des Atlantischen Ozeans von Minimalwerten $< 35 \text{ gC/m}^2\text{y}$ im Bereich subtropischer Gyren bis zu Maximalwerten $> 180 \text{ gC/m}^2\text{y}$ in Hochproduktionsgebieten vor NW-Afrika. Ozeanbecken gemäßigter bis subpolarer Breiten werden mit $60\text{-}100 \text{ gC/m}^2\text{y}$, in Küstennähe mit $> 100 \text{ gC/m}^2\text{y}$ angegeben. Zeitliche sowie lokale Variationen in der Gesamtmenge und der Zusammensetzung von Planktonpopulationen bleiben hierbei unerkannt (Berger & Wefer 1990).

Von globaler Bedeutung für den partialen CO_2 -Druck der Atmosphäre (pCO_2) ist die Fixierung des CO_2 an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean beim Aufbau der Biomasse des Phytoplanktons. Annuale sowie interannuale Schwankungen der Primärproduktion führen zu einem pulsartigen vertikalen Partikelfluß mariner organischer Substanzen aus der photischen Zone, d.h. den obersten 100 m der Wassersäule, in das Pelagial (von Bodungen 1989, Berger et al. 1989, Wefer 1989, Berger & Wefer 1990). Durch dieses Absinken von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) in größere Wassertiefen wird eine Rezirkulation des gebundenen CO_2 zurück in die Atmosphäre verhindert, was letztendlich zu einer Erniedrigung des pCO_2 führt. Komplexe, bisher nur zum Teil nachvollziehbare Transformationsprozesse innerhalb der Wassersäule reduzieren die ursprüngliche produzierte Biomasse auf etwa 10 % beim Austritt aus der photischen Zone (Primär- oder Neue-Produktion) und auf bis zu 1% an der benthischen Grenzschicht (Export-Produktion, nach Berger 1989 und Bruland et al.

1989). Zusammenfassend wird dieser biologisch gesteuerte Prozeß der Kohlenstoff-Fixierung durch das Phytoplankton und der anschließende Transport in den Grenzbereich Wasser/Sediment mit dem Begriff der "Biologische Pumpe" beschrieben (Haake & Ittekkot 1990).

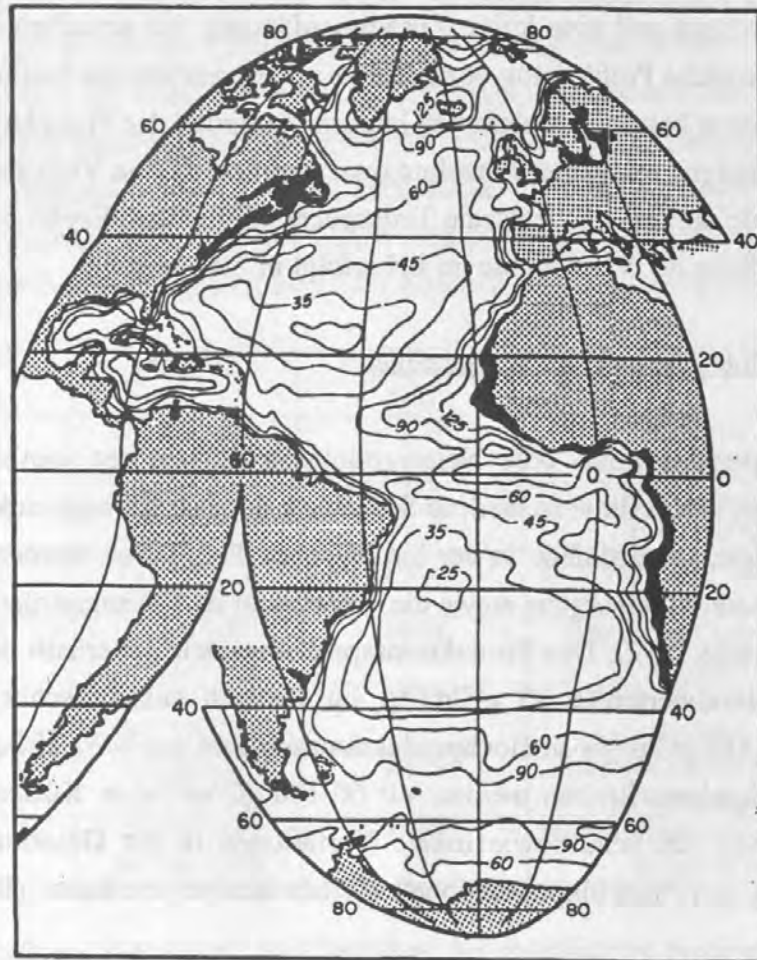


Abb. 2: Produktivitätskarte des Atlantischen Ozeans ("Dahlem"-Karte). Werte sind in $\text{gCm}^{-2}\text{y}^{-1}$ angegeben (Berger 1989).

Eine entscheidende Rolle bei der Erhaltung des primären Signals in der Wassersäule kommt der Verweilzeit der Partikel beim vertikalen Fluß durch dieses aktive System zu. Gesteuert wird sie durch die Transportgeschwindigkeit, wobei maximale Sinkgeschwindigkeiten für kompakte "fecal pellets" ($100\ \mu\text{m}$) sowie Foraminiferenschalen ($200\ \mu\text{m}$) mit bis zu 1 km pro Tag ermittelt wurden (Degens & Ittekkot 1987). Minimale Raten von wenigen cm bis dm pro Tag wurden dagegen für Tonminerale und Coccolithen gemessen (Degens & Ittekkot 1987). Einen weiteren, stark modifizierenden Einfluß auf die Vertikalgeschwindigkeit hat die Aggregatbildung mariner Organismen ("marine snow", nach Fowler & Knauer 1984), die eng mit der Inkorporierung von suspendierten mineralischen Partikeln verknüpft ist ("Ballasteffekt", nach Ittekkot & Haake 1990, Ittekkot et al. 1992). Einen weiterführenden Einblick in die Problematik des vertikalen marinen Partikeltransportes geben Fowler &

Knauer (1984). Mathematische Modelle zur Verknüpfung der Primärproduktion mit der Neuen- und Export-Produktion sowie dem sedimentären Signal werden diskutiert (Betzer et al. 1984, Sarnthein et al. 1988, Berger & Wefer 1990, Sarnthein et al. 1992).

Neben dem oben diskutierten autochthonen organischen Kohlenstoffeintrag tritt, insbesondere in kontinentnahen marinen Sedimenten, ein z.T. erheblicher allochthoner, d.h. terrigener oder aufgearbeiteter Anteil am OM auf (Abb. 3). Den Transport dieses OM bestimmt in kontinentnaher Lage, verstärkt aber im Schüttungsbereich großer Flußsysteme, die Flußfracht (Michaelis et al. 1986, Ittekkot 1988). In subpolaren bis polaren Breiten wird dieser Eintrag zusätzlich durch das Abregnen von eisberg- und meereistransportiertem terrigenen und/oder umgelagerten OM ergänzt (Stein 1991, Henrich 1992). Als weiteren Transportmechanismus für allochthones OM diskutieren Martin et al. (1985) einen horizontalen Zwischenwassertransport vom Kontinentalrand bis in tiefere Beckenbereiche des Ozeans. Welche Bedeutung dem äolischen Eintrag von OM in marine Bereiche zukommt, ist bisher nur unzureichend quantifiziert. Untersuchungen an pelagischen Sedimenten belegen jedoch einen deutlich höheren allochthonen Anteil am OM als allgemein angenommen (Chesselet et al. 1981, Zafiriou et al. 1985, Prahl & Muelhausen 1989, Stein 1991). So geben Prahl & Muelhausen (1989) basierend auf Biomarkeranalysen bis zu 20 %, Zafiriou et al. (1985) sogar bis zu 50 % terrigenen Anteil am Gesamtkohlenstoff an. Hieraus wird deutlich, daß nicht davon ausgegangen werden kann, daß das gesamte OM in marinen Sedimenten ausschließlich autochthonen Ursprungs ist, sondern daß in jedem Einzelfall eine Abschätzung allochthoner Anteile notwendig ist.

Transformationsprozesse im Grenzbereich Wasser/Sediment

Ein äußerst kritischer Bereich für die Transformation des rezent abgelagerten autochthonen und allochthonen OM in das fossile sedimentäre TOC-Signal ist die Grenzschicht zwischen der Wassersäule und dem Sediment. Transport- und Abbauprozesse in den biologisch hochreaktiven bodennahen Nepheloid-Schichten und den oberflächennahen Sedimenten führen zu einer bisher nur teilweise nachvollziehbaren Modifizierung des OM (Emerson 1985, Emerson et al. 1985, Emerson & Hedges 1988, Graf 1988, Graf 1989, Jumars et al. 1989, Köster 1992, Thomsen 1992). Komplex verknüpfte hydrodynamische, biologische, mikrobielle und geochemische Einzelprozesse resultieren letztendlich in einer durchschnittlichen Verminderung des am Meeresboden ankommenden Kohlenstoffs auf 10 % in den obersten Zentimetern der Sedimente (Reimers 1989), so daß insgesamt nur 1-0,01 % des primär produzierten OM (PP) im Sediment fossil überliefert wird (Abb. 4).

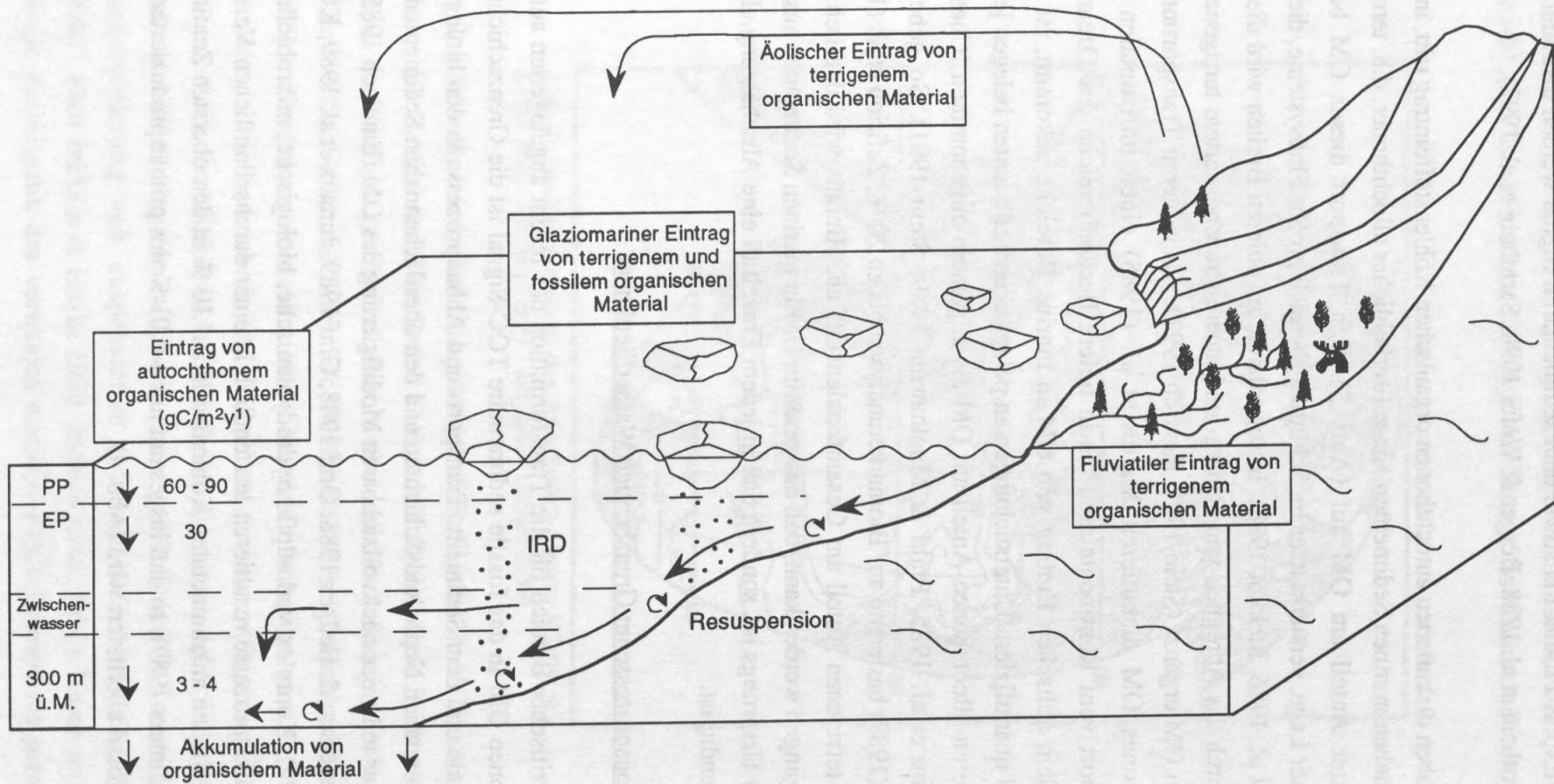


Abb. 3: Quellen und Eintragsprozesse autochthoner und allochthoner organischer Substanzen in Seegebiete höherer Breiten. Durchschnittliche autochthone Flußraten sind für die rezente Wassersäule des Europäischen Nordmeers angegeben (PP = Primärproduktion, EP = Exportproduktion, m ü.M. = Meter über dem Meeresboden; Flußraten nach von Bodungen, mündl. Mitt.).

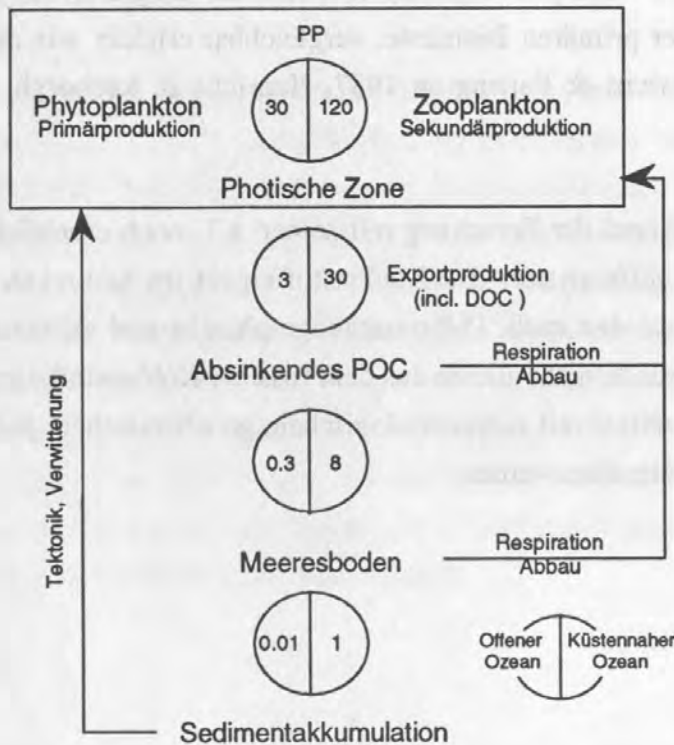


Abb. 4: Vertikaler Fluß von partikulärem organischem Material (POM, in $\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$) im Ozean nach Berger et al. (1989).

Verweilzeiten des OM im Grenzbereich Wasser/Sediment werden mit Werten zwischen zwei Monaten (Lampitt 1985) und weniger als einer Woche (Graf 1988, 1989) bis zu seiner vollständigen Verfrachtung in die oberflächennahen Sedimente angegeben. In diesem Zusammenhang kommt der spontanen Reaktion benthischer Organismen auf einen Nahrungsmittelpuls eine elementare Rolle zu ("Benthisch-Pelagische Kopplung", nach Graf 1989, siehe auch Abschnitt 3.6). Die Verweilzeit der verbleibenden organischen Substanzen innerhalb der Bioturbationszone wird für den reaktiven organischen Anteil, bei einem dominant mikrobiell gesteuerten selektiven Abbau des niedermolekularen OM von 30-40 %, mit weniger als 1 ky, für die abbauresistentere organische Fraktion dagegen mit mehr als 1 ky angegeben (Emerson et al. 1987, Rowe et al. 1990).

Der Einfluß oxidativer bzw. reduzierender Bedingungen im Bereich der benthischen Grenzschicht auf die Abbaugeschwindigkeit und -effektivität des OM wird derzeit konträr diskutiert. Oxidative Boden- bzw. Porenwasserbedingungen führen nach Ansicht einiger Autoren zu einem, gegenüber anaeroben Prozessen, schnelleren und weniger selektiven und damit wirksameren bakteriellen Abbau organischer Substanzen im Sediment (Reimers 1989, Pedersen & Calvert 1990, Demaison 1991). Hinzu treten sekundäre Oxidantien, die zusätzlich einen unterschiedlich bewerteten Anteil an der Gesamtrespiration des OM leisten (Bender & Heggie, 1984, Köster 1992). Demgegenüber beurteilt eine andere Gruppe von Autoren den

anaeroben Abbau von marinem organischen Material, aufgrund der labilen chemischen Zusammensetzung der primären Biomasse, vergleichbar effektiv wie den bei Anwesenheit von Sauerstoff (Henrichs & Farrington 1987, Henrichs & Reeburgh 1987, Tyson 1987, Canfield 1989).

Der oben skizzierte Stand der Forschung mit seinen z.T. noch erheblichen Kenntnislücken macht deutlich, wie differenziert das Kohlenstoffsignal im Sediment, als Produkt dieser Prozesse, diskutiert werden muß. Paläo-ozeanographische und -klimatische Rückschlüsse sollten aus diesem Grunde nicht alleine aus dem fossilen Kohlenstoffsignal gezogen werden, sondern immer im Kontext mit sedimentologischen, geochemischen, paläontologischen und biologischen Daten betrachtet werden.

3. Das Europäische Nordmeer

Das EN nimmt als einzige Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem Atlantik eine Schlüsselposition im rezenten Strömungsmuster der Oberflächen- und Tiefenwässer des Weltmeeres ein. Neben dem Einströmen von polaren, sauerstoffhaltigen Tiefenwassermassen durch die westliche Fram-Straße in das EN trägt der Prozeß der Tiefenwassererneuerung innerhalb des Arbeitsgebietes in elementarer Weise zur Sauerstoffversorgung aller Ozeanbecken bei. Darüber hinaus bedingt der nordwärtsgerichtete temperierte Norwegenstrom entlang Skandinaviens die rezenten warmzeitlichen Klimabedingungen. Dieses marine System reagiert höchst sensibel auf klimatische und ozeanographische Schwankungen, so daß detaillierte Untersuchungen an Sedimenten, die als Abbild solcher Veränderungen interpretiert werden können, einen wichtigen Beitrag zum besseren Verständnis der quartären Vereisungsgeschichte der nördlichen Hemisphäre liefern.

3.1 Physiographie

Die im frühen Tertiär einsetzende plattentektonische Entwicklung des nordeuropäischen Raums zwischen Skandinavien und Spitzbergen auf der östlichen und Grönland auf der westlichen Seite hat zur Entstehung des EN mit einer komplexen Bathymetrie geführt (Abb. 5). Im Süden wird das EN durch den Grönland-Schottland-Rücken, der sich aus dem Grönland-Island-Rücken (Dänemark-Straße) auf der westlichen Seite von Island, dem Island-Færoer-Rücken und dem Færoer-Schottland-Rücken zwischen Island und Norwegen zusammensetzt, begrenzt. Im Norden bildet die Fram-Straße sowie im Nordosten der Barents-Schelf den Übergang zur Arktis. Ausgedehnte Beckenstrukturen (Grönland-, Boreas-, Lofoten- und Norwegen-Becken) werden durch komplexe mittelozeanische Rückensysteme (Kolbeinsey-, Mohns- und Knipovitch-Rücken) und durch Transformverwerfungen (Jan-Mayen- und Grönland-Bruchzone) voneinander getrennt. Zusätzlich modifizieren submarine Plateaubereiche (Vøring-, Island-Plateau) die interne Topographie des EN. Die Morphologie der Schelfgebiete ist darüberhinaus stark von glazialen Prozessen überprägt worden. Zahlreiche flache Bänke (z.B. Gamlem-, Halten- und Røst-Banken) mit dazwischenliegenden Rinnen- und Trogstrukturen (z.B. Bären-Insel-Trog, Storfjord-Rinne) entlang des norwegischen Kontinentalhangs und der angrenzenden Barents-See zeugen vom glazialen Vorschub kontinentaler Eismassen auf den Schelf.

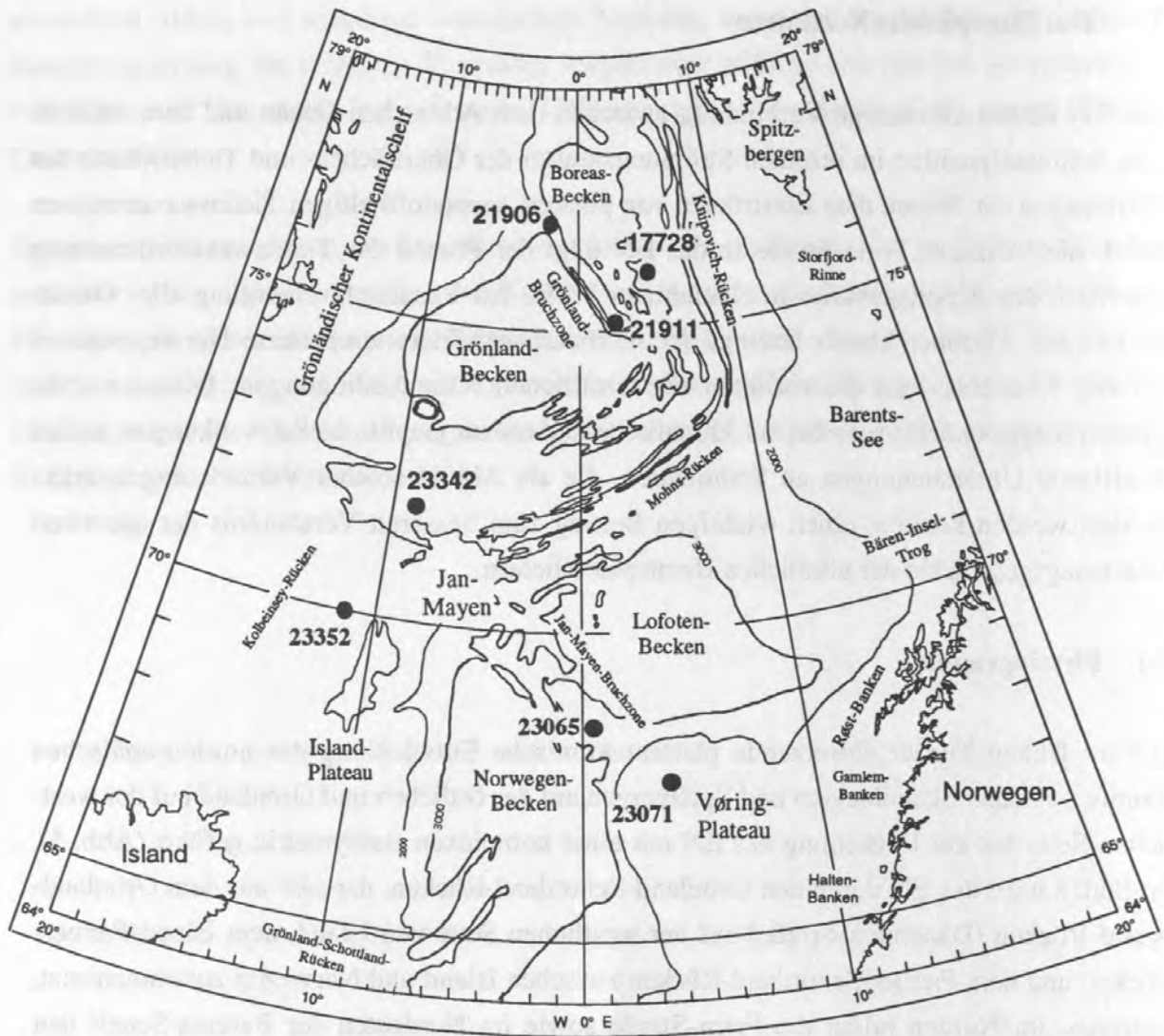


Abb. 5: Physiographie des Europäischen Nordmeeres. Die großräumige Bathymetrie ist durch die 3000 m- und 2000 m-Tiefenlinie gekennzeichnet. Untersuchte Kernstationen sind durch schwarze Punkte markiert.

3.2 Hydrographie

Die rezente Hydrographie des EN wird in starkem Maße durch die komplexe interne Morphologie der Zentralbecken beeinflusst. Generell werden die entlang der Kontinente etwa meridional verlaufenden, oberflächlichen Hauptstromsysteme durch antizyklonale Zirkulationsmuster im zentralen Bereich des EN getrennt (Abb. 6).

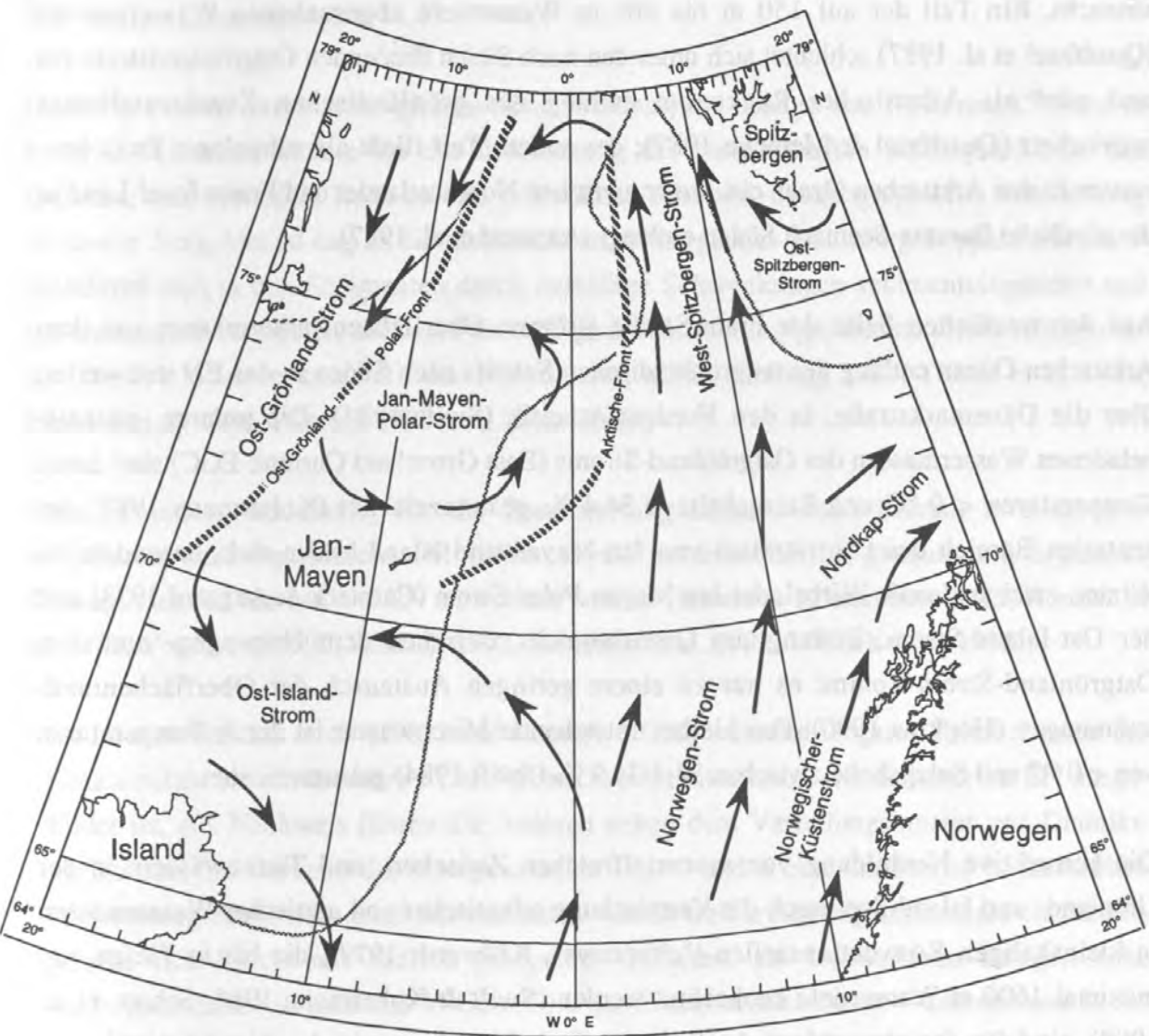


Abb. 6: Oberflächen-Stromsysteme im Europäischen Nordmeer.

Auf östlicher Seite strömt der temperierte und salzreiche Norwegenstrom (North Atlantic Water: NAW) als Ausläufer der Nordatlantikdrift aus dem Nordatlantik entlang des skandinavischen Kontinentalhangs als Oberflächenwasser nordwärts. Östlich des Norwegen-Stroms fließt, eng der skandinavischen Küste folgend, der Norwegische-Küstenstrom (Norwegian Coastal Current: NCC), in dem sich der niedersalinare Ausstrom der Ostsee und der europäischen Westküste mit den Fjordwässern des norwegischen Küstenbereichs vereinigen. Auf der Höhe von Nord-Norwegen strömt er, zum Teil vereint mit einem östlichen Ast des Norwegen-Stroms, dem Nordkap-Strom, in die Barents-See (Sætre & Mork 1981). Der westliche Ast des Norwegenstroms fließt entlang der Barents-See als West-Spitzbergen-Strom in die östliche Fram-Straße, wo er durch zunehmende Abkühlung absinkt (Johannessen 1986) und unter die polaren Oberflächenwässer (Polar Water: PW; Aagaard et al. 1987)

abtaucht. Ein Teil der auf 150 m bis 800 m Wassertiefe abgesunkenen Wassermassen (Quadfasel et al. 1987) schichtet sich unter den nach Süden fließenden Ostgrönlandstrom ein und wird als Atlantischer Rückstrom entlang des grönländischen Kontinentalhangs rezirkuliert (Quadfasel & Meincke 1987); der andere Teil fließt als subpolares Zwischenwasser in den Arktischen Ozean ein, wo er zwischen Nordaustlandet und Franz-Josef-Land in die nördliche Barents-See nach Süden einbiegt (Aagaard et al. 1987).

Auf der westlichen Seite der Fram-Straße strömen Oberflächenwassermassen aus dem Arktischen Ozean entlang des ostgrönländischen Schelfs nach Süden in das EN und weiter, über die Dänemarkstraße, in den Nordost-Atlantik (Swift 1984). Die polaren, packeisbeladenen Wassermassen des Ostgrönland-Stroms (East Greenland Current: EGC) sind durch Temperaturen $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und Salzgehalte $< 34,4\text{ ‰}$ gekennzeichnet (Koltermann 1987). Im zentralen Bereich des EN, nördlich von Jan-Mayen und Island bilden sich, besonders im Winter, zwei zyklonale Wirbel, der Jan-Mayen-Polar-Strom (Carmack & Aagaard 1973) und der Ost-Island-Strom. Entlang des Grenzbereichs zwischen dem Norwegen- und dem Ostgrönland-Strom kommt es nur zu einem geringen Austausch der Oberflächenrandströmungen (Hopkins 1990). Das hierbei entstehende Mischwasser ist durch Temperaturen von $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und Salzgehalte zwischen $34,4\text{--}34,9\text{ ‰}$ (Swift 1984) gekennzeichnet.

Die konvektive Neubildung von sauerstoffreichen Zwischen- und Tiefenwässern in der Grönland- und Island-See durch die Vermischung atlantischer und arktischer Wassermassen in kleinskaligen Konvektionszellen ("chimneys", Killworth 1979), die bis in Tiefen von maximal 1600 m Wassertiefe beobachtet werden (Swift & Koltermann 1988, Schott et al. 1990), sind für den temporären Ausfluß von Zwischenwässern in den Nord-Atlantik verantwortlich (Swift et al. 1983). Dort bildet es, zusammen mit den Tiefenwässern der Labrador-See und der Gibbs-Verwerfungszone, das Nordatlantische Tiefenwasser (North Atlantic Deep Water: NADW), das weite Bereiche des Weltmeers mit Sauerstoff versorgt. Tiefenkonvektive Prozesse finden rezent, aufgrund einer stabilisierten Schichtung zwischen dem NAW und dem homogenen Tiefenwasser der Norwegen-See (Norwegian Sea Deep Water: NSDW), im östlichen Teil des EN nicht statt. Das NSDW ist auf die Mischung zwischen dem Tiefenwasser der Grönland-See (60 %) und dem Tiefenwasser aus dem Eurasischen Tiefseebecken (40 %) zurückzuführen (Aagaard et al. 1987, Swift & Koltermann 1988). Einen weiteren Einfluß auf die Entstehung des NSDW haben Bodenwassermassen aus dem Bereich der westlichen Barents-See (Quadfasel et al. 1988, Blindheim 1989).

3.3 Paläo-Ozeanographie

Dem EN kommt durch seine globale Sonderstellung als "Lunge des Weltozeans" (Reid & Lynn 1971), insbesondere bei der Erforschung der wechselhaften Klimageschichte des Quartärs, eine besondere Rolle zu. Die paläoklimatische und -ozeanographische Entwicklung in diesem Seegebiet ist eng an die raschen Glazial/Interglazial-Wechsel gekoppelt. Sie dokumentieren sich in den Sedimenten durch auffällige Schwankungen sedimentologischer und geochemischer Parameter, auf deren Grundlage die Entstehungsgeschichte dieser Ablagerungen über viele hunderttausend Jahre rekonstruiert wurde (Kellogg 1980, Thiede et al. 1986, Henrich et al. 1989, Henrich 1992 und Zitate darin).

Eine besondere Bedeutung für die Fragestellung dieser Arbeit kommt zwei konträr diskutierten ozeanographischen Modellen zu, die insbesondere für glaziale und deglaziale Klimaphasen für das östliche EN entwickelt wurden (Jansen & Erlenkeuser 1985, Henrich et al. 1989, Vogelsang 1990, Henrich 1992, Sarnthein et al. 1992, Weinelt et al. 1992):

- So fordern Henrich et al. (1989) und Henrich (1992) während längerer Zeitabschnitte der Glazialzeiten ein antiästuarines Oberflächenzirkulationsmuster, wie es heute im EN ausgebildet ist. Als Nachweis führen die Autoren neben dem Verteilungsmuster von Diamikthorizonten, die während der Isotopenstadien 12, 10 und 6 eine annähernd beckenweiten Ausbreitung erreichten, auch das Auftreten von Schreibkreidefragmenten, als charakteristische IRD-Fracht aus südlich gelegenen Gebieten, an. Desweiteren belegen hohe Karbonatgehalte (bis maximal 37 Gew.%) einen Einstrom atlantischer Wassermassen in das südöstliche EN während einzelner Phasen der Isotopenstadien 8 und 6. Insgesamt weisen die oben aufgeführten Ergebnisse sowie erhöhte terrigene Flußraten nach Ansicht der Autoren auf ein Vorherrschen glaziomariner Eintragsprozesse während glazialer und deglazialer Phasen hin.
- Demgegenüber rekonstruierten Jansen & Erlenkeuser (1985), aufbauend auf Messungen an Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen ($\delta^{18}\text{O}$ - bzw. $\delta^{13}\text{C}$, gemessen an *Neoglobobulimina pachyderma* sin.), erstmals für die Termination 1A und 1B eine kurzfristige Strömungsumkehr mit einem resultierenden ästuarinen Oberflächenströmungsmuster. Dieses Modell wurde im Detail von Sarnthein et al. (1992) und Weinelt et al. (1992) für die letzte deglaziale Phase weiterentwickelt. Anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalien mit auffallend leichten Werten kartierten die Autoren bei 13,6 ka und 12,4 ka zwei Schmelzwasserzungen mit einem Ausstromzentrum aus der südwestlichen Barents-See bis in das Seegebiet des Vøring-Plateaus. Aufgrund der stark negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte postulieren die Autoren einen küstennahen Auftrieb, der neben einem erhöhten Nährstoffgehalt auch eine Verminderung

der $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalie verursacht haben soll. Mikropaläontologische Untersuchungen an schelfnahen Sedimenten des Barents-See-Fächers belegen geringe Diatomeengehalte, die als weiteres Indiz für das Auftriebsgeschehen angesehen werden.

Sauerstoff-Isotopenstratigraphie

Voraussetzung für die Rekonstruktion der Paläo-Ozeanographie des EN ist eine detaillierte stratigraphische Gliederung der Sedimentkerne. Hierzu wurde für die letzten 450 ky mit Hilfe einer kombinierten Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenstratigraphie, gemessen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin., insbesondere für die letzten Glazial/Interglazial-Wechsel ein zeitlich hochauflösendes stratigraphisches Gerüst entwickelt (Vogelsang 1990). In dieser Arbeit wurde auf die bereits bestehenden stratigraphischen Bearbeitungen folgender Autoren zurückgegriffen:

Kern	stratigraphische Bearbeitung von
23071	Vogelsang 1990
23065	Vogelsang 1990
23352	Henrich 1992
23342	Henrich 1992
17728	M. Weinelt, in Söding 1991
21906	Hamich 1991

Für Kern 21911 (südöstliche Grönland-Bruchzone) lag zum Zeitpunkt dieser Untersuchungen keine isotopenstratigraphische Bearbeitung vor. Eine vorläufige stratigraphische Gliederung ist jedoch mit Hilfe der Gesamtkarbonatgehalte durch Korrelation mit dem benachbarten Kern 21910 möglich (Schacht 1991, Abb. 7). Entsprechend wurden Altersfixpunkte zur Berechnung der Probenalter bei linearer Interpolation zwischen den Zeitmarken festgesetzt. (Tab. 2).

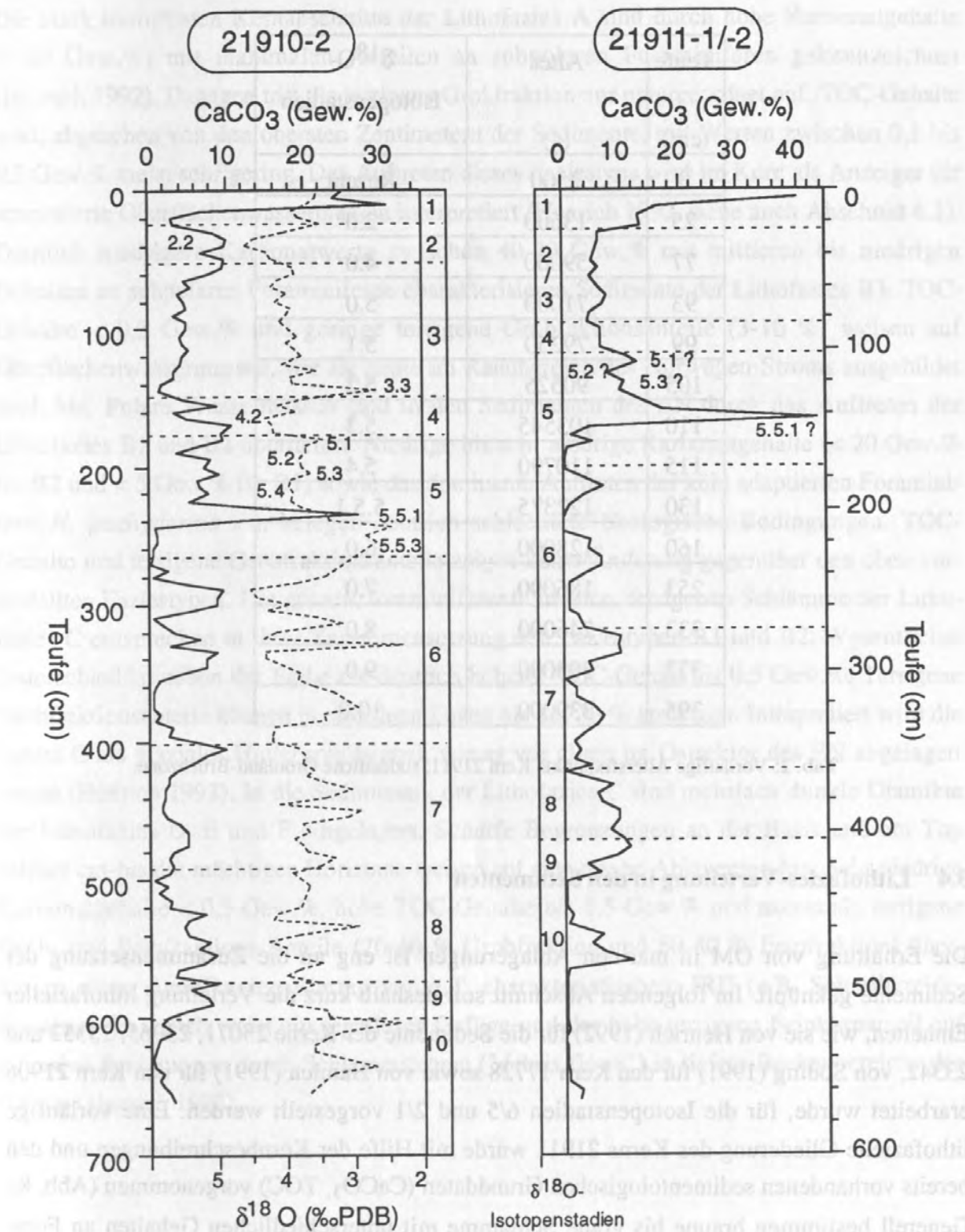


Abb. 7: Vorläufige sauerstoffisotopenstratigraphische Gliederung des Kerns 21911 basierend auf der Korrelation der Gesamtkarbonatgehalte zwischen den Kernen 21911 und 21910 (Schacht 1991). Zur geographischen Position siehe Abb. 10.

Teufe (cm)	Alter (a)	$\delta^{18}\text{O}$ - Isotopenstadien
0	2500	Rezent
25	13600	2.0
77	59000	4.0
93	71000	5.0
99	79250	5.1
105	90525	5.2
110	103545	5.3
115	110790	5.4
130	122375	5.5.1
160	128000	6.0
253	186000	7.0
333	246000	8.0
372	303000	9.0
395	339000	10.0

Tab. 2: Vorläufige Altersfixpunkte Kern 21911, südöstliche Grönland-Bruchzone.

3.4 Lithofazies-Verteilung in den Sedimenten

Die Erhaltung von OM in marinen Ablagerungen ist eng an die Zusammensetzung der Sedimente geknüpft. Im folgenden Abschnitt soll deshalb kurz die Verteilung lithofazieller Einheiten, wie sie von Henrich (1992) für die Sedimente der Kerne 23071, 23065, 23352 und 23342, von Söding (1991) für den Kern 17728 sowie von Hamich (1991) für den Kern 21906 erarbeitet wurde, für die Isotopenstadien 6/5 und 2/1 vorgestellt werden. Eine vorläufige lithofazielle Gliederung des Kerns 21911 wurde mit Hilfe der Kernbeschreibungen und den bereits vorhandenen sedimentologischen Grunddaten (CaCO_3 , TOC) vorgenommen (Abb. 8). Generell bestimmen braune bis graue Schlämme mit unterschiedlichen Gehalten an Foraminiferen und Nannoplankton sowie stark schwankenden Anteilen terrigener Komponenten die Zusammensetzung der Sedimente. Eingeschaltet sind, insbesondere in glazialen und deglazialen Kernabschnitten des östlichen und nördlichen EN (23071, 23065, 17728 und 21911), dunkelgraue bis dunkelolivegraue Diamikthorizonte mit wechselnden Mächtigkeiten.

Die stark bioturbaten Kernabschnitte der Lithofazies A sind durch hohe Karbonatgehalte (> 40 Gew.%) mit maximalen Anteilen an subpolaren Foraminiferen gekennzeichnet (Henrich 1992). Dagegen tritt die terrigene Grobfraction nur untergeordnet auf. TOC-Gehalte sind, abgesehen von den obersten Zentimetern der Sedimente, mit Werten zwischen 0,1 bis 0,3 Gew.% meist sehr gering. Das Auftreten dieses Faziestyps wird im Kern als Anzeiger für temperierte Oberflächenwassermassen interpretiert (Henrich 1992, siehe auch Abschnitt 6.1). Deutlich niedrigere Karbonatwerte zwischen 40-20 Gew.% mit mittleren bis niedrigen Gehalten an subpolaren Foraminiferen charakterisieren Sedimente der Lithofazies B3. TOC-Gehalte $< 0,3$ Gew.% und geringe terrigene Grobfaktionsanteile (3-10 %) weisen auf Oberflächenwassermassen, wie sie heute im Randbereich des Norwegen-Stroms ausgebildet sind, hin. Polare Wassermassen sind in den Sedimenten des EN durch das Auftreten der Lithofazies B1 und B2 überliefert. Niedrige bis sehr niedrige Karbonatgehalte (< 20 Gew.% für B2 und < 5 Gew.% für B1) sowie das dominante Auftreten der kühl adaptierten Foraminifere *N. pachyderma* sin. belegen deutlich schlechtere ökologische Bedingungen. TOC-Gehalte und terrigene Grobfaktionsanteile zeigen keine Änderung gegenüber den oben vorgestellten Faziestypen. Die grauen, foraminiferenführenden, terrigenen Schlämme der Lithofazies C entsprechen in ihrer Zusammensetzung den Faziestypen B1 und B2. Wesentlicher Unterschied ist neben der Farbe ein deutlich höherer TOC-Gehalt bis 0,5 Gew.%. Terrigene Grobfaktionsanteile können in einzelnen Lagen bis auf 30 % ansteigen. Interpretiert wird die Fazies C als glaziales Hintergrundsignal, wie es vor allem im Ostsektor des EN abgelagert wurde (Henrich 1992). In die Sedimente der Lithofazies C sind mehrfach dunkle Diamikte der Lithofazies D, E und F eingelagert. Scharfe Begrenzungen an der Basis und am Top solcher cm-bis dm mächtigen Horizonte weisen auf eine rasche Ablagerung hin. Sehr niedrige Karbonatgehalte $< 0,3$ Gew.%, hohe TOC-Gehalte bis 1,5 Gew.% und maximale terrigene Grob- und Feinfraktions-Anteile (20-40 % Grobfraction und 60-80 % Feinfraktion) überliefern einen signifikanten Eintrag von z.T. charakteristischem IRD (z.B. Schreibkreide-Klasten). Zusätzlich weist ein regelloses Gefüge und der hohe terrigene Feinkornanteil auf intensive Schüttungen durch Schlammströme ("debris flows") in tiefere Beckenbereiche des EN hin (Henrich 1992).

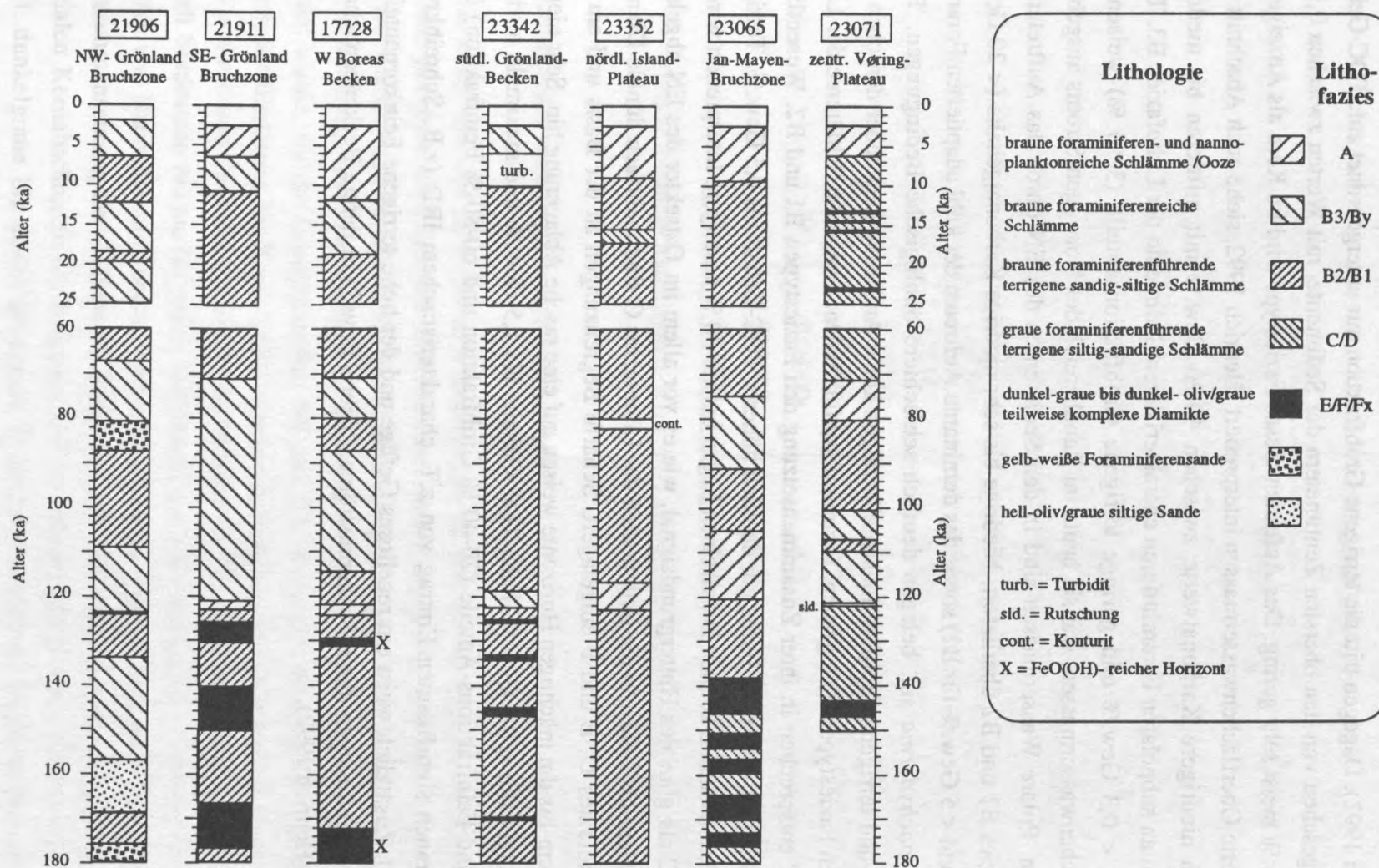


Abb. 8: Verteilung der Lithologien für die Isotopenstadien 6, 5 und 1, 2 (Kerne 23071, 23065, 23352 und 23342 nach Henrich 1992; Kern 17728 nach Söding 1991; Kern 21906 nach Hamich 1991).

3.5 Organisches Material in spätpleistozänen und holozänen Sedimenten

Hinweise auf Änderungen in der Menge und Zusammensetzung des OM in den spätpleistozänen und holozänen Sedimenten finden sich in den Ergebnissen meist sedimentologischer und mikropaläontologischer Bearbeitungen aus dem EN. Räumlich übergreifende und zeitlich hochauflösende organisch-geochemische und -petrologische Untersuchungen am OM sind jedoch bisher in den spätquartären und holozänen Sedimenten des EN nicht durchgeführt worden.

Eine erste detaillierte, organisch-geochemische und -petrologische Studie an Probenmaterial des ODP Leg 104 (Vøring-Plateau) wurden von Hölemann et al. (1990) und Hölemann (1993) abgeschlossen. Ziel der Untersuchung war es, die Veränderlichkeit der TOC-Akkumulation als Abbild der miozänen bis rezenten klimatischen und ozeanographischen Entwicklung in der östlichen Norwegischen See zu erfassen. So belegt das erste gehäufte Auftreten umgelagerter Kohleklasten vor 2,4 bis 2,45 my ein verstärktes Einsetzen glaziomariner Sedimentationsprozesse aufgrund des Aufbaus großer Eisschilde in Skandinavien, bzw. das Erreichen kohleführender Sedimente durch Gletscher im küstennahen Bereich Norwegens. Insgesamt weist der Autor auf eine Dominanz des terrestrischen Anteils am OM in den quartären Ablagerungen hin. Dieser Befund wird auch durch Analysen am extrahierbaren OM sowie durch palynologische Bearbeitungen bestätigt (McDonald et al. 1989, Mudie 1989).

Ein weiteres organisch-geochemisches Untersuchungsprogramm an quartären Sedimenten aus dem Bereich des grönländischen Kontinentalhangs wurde erst vor kurzem begonnen, so daß z.Z. nur wenige Daten bezüglich der Verteilung des OM in den Sedimenten auf der westlichen Seite des EN publiziert sind (Stein et al. 1993). TOC-Gehalte sowie geochemische Parameter (Hydrogen-Index und C/N, zur Erläuterung siehe Abschnitt 4.3) belegen signifikante Veränderungen im Ablagerungsgeschehen während des letzten glazialen und interglazialen Wechsels. Erhöhte terrigene oder umgelagerte Anteile am OM charakterisieren die Sedimente der glazialen Klimaphase. Mit dem Übergang zu den holozänen Klimabedingungen setzt dann ein kontinuierlicher Wechsel in der Zusammensetzung des OM mit ansteigenden autochthonen Anteilen am OM ein.

Umfangreiche sedimentologische Arbeiten wurden im SFB 313 an einer Vielzahl kurzer Sedimentprofile aus dem EN und bei der Bearbeitung von ODP Leg 104 aus dem Bereich des Vøring-Plateaus durchgeführt. Sie lieferten die Grundlage für eine detaillierte lithofazielle Gliederung, insbesondere der glazialen und interglazialen Sedimente, aufgrund derer eine ozeanographische Interpretation erarbeitet wurde (Bohrmann 1988, Henrich et al. 1989, Thiede et al. 1989, Wolf 1991, Hamich 1991, Schacht 1991, Söding 1991, Henrich 1992;

siehe auch Abschnitt 3.4). Hierbei ergaben sich interessante Ansatzpunkte für eine weiterführende Bearbeitung der organischen Fraktion. So deuten Schwankungen im TOC-Gehalt mit hohen Werten im Glazial und niedrigen im Interglazial auf einen engen Zusammenhang mit dem Einsetzen glaziomariner Sedimentationsprozesse während glazialer und deglazialer Phasen hin. Das Auftreten von Kohle-, Schwarzschiefer- sowie dunkler Ton-/Siltstein-Klasten ($> 500 \mu\text{m}$) in Diamikthorizonten glazialer und deglazialer Klimaphasen wurde von Henrich et al. (1989) und Henrich (1992) zur Rekonstruktion der Eisdrift genutzt. Als mögliche Ausstromzentren werden von den Autoren die westliche Barents-See und der Schelfbereich der weiter südlich gelegenen Træna- und Halten-Banken angegeben.

Desweiteren belegt eine organisch-geochemische und -petrologische Detailstudie von Botz et al. (1991) an einem Kernabschnitt aus der Jan-Mayen-Bruchzone (GIK 23059) einen Wechsel in der Zusammensetzung des OM beim Übergang vom glazialen Isotopenstadium 6 in das interglaziale Isotopenstadium 5. Änderungen in der Zusammensetzung des extrahierbaren OM (n-Alkane) überliefern nach Meinung der Autoren einen erhöhten marinen Anteil während der Isotopensubstadien 6.2 und 5.5.1.

Sedimentologische und organisch-geochemische Untersuchungen an Sedimenten der Fram-Straße wurden zur Rekonstruktion der quartären Ozeanographie durchgeführt (Hebbeln 1991, Spielhagen 1991). Auch hier zeigte sich eine enge Verknüpfung zwischen der Klimageschichte und dem TOC-Signal der Ablagerungen. Geochemische Analysen von Hebbeln (1991) weisen auf dominant terrestrisches bzw. umgelagertes OM, insbesondere in glazialen Sedimenten, hin. Hieraus leitet Hebbeln (1992), zumindest für das letzte Glazial, eine direkte Korrelation zwischen der Vereisungsgeschichte Spitzbergens und den Sedimenten der benachbarten Fram-Straße ab.

Kohleklasten in der $> 500 \mu\text{m}$ -Fraktion der Sedimente des Isotopenstadiums 6 aus dem arktischen Raum, der Fram-Straße und dem Vøring-Plateau wurden zur Rekonstruktion der Eisstromrichtung während des vorletzten Glazials untersucht (Bischof et al. 1990, Bischof 1990, Spielhagen 1991). Aus der Arktis bis in den Bereich des Vøring-Plateaus abnehmende prozentuale Kohleanteile in der Grobfraktion ($> 500 \mu\text{m}$) von 65-20 % im Norden auf 20-5 % im Süden belegt nach Meinung der Autoren für einzelne Phasen des Isotopenstadiums 6 eine südwärts gerichtete Eisdriftströmung aus dem arktischen Bereich durch die Fram-Straße in das östliche EN. Als Liefergebiet für die Kohlen geben die Autoren aufgrund kohlepetrologischer Untersuchungen Vorkommen auf Franz-Josef-Land oder dem sibirischen Hinterland an.

Weitere Hinweise auf den Ursprung des OM, insbesondere beim Übergang vom letzten glazialen Maximum (18 ka) zum Holozän, und auf die Etablierung der heutigen ozeanographischen Bedingungen im östlichen EN, liefern zeitlich hochauflösende, mikropaläontologische und palynologische Untersuchungen an Sedimenten aus dem EN und der im Süden angrenzenden Norwegischen Rinne (Combaz et al. 1974, Jansen & Bjørklund 1985, Pelet 1974, Baumann 1990, Baumann & Matthiessen 1992, Karpuz & Jansen 1992, Matthiessen 1991). Signifikant erhöhte Anteile umgelagerter Palynomorphe in den Sedimenten (Combaz et al. 1974, Pelet 1974, Baumann & Matthiessen 1992, Matthiessen 1991) belegen gemeinsam mit dem verstärkten Auftreten von IRD (Jansen & Bjørklund 1985) eine glaziale Aufarbeitung fossiler TOC-führender Gesteine entlang der angrenzenden Kontinentalränder während der letzten glazialen und deglazialen Klimaphase. Der Übergang zu den heutigen ozeanographischen Verhältnissen im Bereich der Norwegischen See kann durch Änderungen in der Coccolithen- und Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftung (Baumann & Matthiessen 1992) sowie dem Auftreten von Diatomeen (Karpuz & Jansen 1992), detailliert rekonstruiert werden. Insgesamt wird eine mehrstufige klimatische Entwicklung, mit eingeschalteten kälteren Perioden, vom glazialen Klima zu den heutigen Bedingungen angenommen. Die vollständige Etablierung des Norwegen-Stroms mit seinen heutigen ozeanographischen und ökologischen Merkmalen geben Baumann & Matthiessen (1992) ab 6 ka an.

3.6 Herkunft des sedimentären organischen Materials

Die differenzierte Betrachtung des TOC-Signals in den Sedimenten des EN erfordert eine möglichst genaue Kenntnis der heutigen vertikalen Flußraten unter dem Norwegen-Strom, seinen nordwärtigen Ausläufern und dem Ostgrönland-Strom. Da der autochthone organische Kohlenstoff-Fluß direkt an die biologische Produktion in der photischen Zone gekoppelt ist, liefern Ergebnisse aus Sinkstoff-Fallen erste wichtige Hinweise auf großräumige Unterschiede im Eintrag von autochthonem OM.

Autochthoner Kohlenstoff-Fluß und benthische Aktivität im heutigen EN

Insgesamt spiegeln sich die ozeanographischen Unterschiede zwischen den zwei Hauptstromsystemen des EN in einer stark differenzierten Vergesellschaftung planktonischer Lebewesen unter den temperierten Wassermassen auf der östlichen Seite und Planktonassoziationen mit geringer Diversität unter den polaren Wassermassen auf der westlichen Seite wider. Die Entwicklung der Neuen-Produktion ist durch eine ausgeprägte Saisonalität, mit zum Teil erheblichen Schwankungen zwischen einzelnen Jahren, charakterisiert (Peinert 1986, Noji 1989, von Bodungen 1889, Bathmann et al. 1990, Honjo 1990, Peinert et al. 1989, Smith et al. 1991, siehe auch Abschnitt 2). So ist das Einsetzen der Frühjahrsblüte eng an jahreszeitlich

wiederkehrende ozeanographische Rahmenbedingungen geknüpft, die zu einer saisonalen Verfügbarkeit von Nährsalzen aufgrund der Durchmischung größerer Wassermassen oder dem Abschmelzen von Packeisdecken führen. Untersuchungen an Proben aus Sinkstoff-Fallen über dem Vøring-Plateau (500 m Wassertiefe) von Bathmann et al. (1990) belegen eine maximale Sedimentation von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) in den Monaten Juni bis August (Abb. 9). Z.T. mehrjährige Meßreihen an verschiedenen Fallenpositionen aus dem EN und der Fram-Straße spiegeln den Einfluß der verschiedenen Wassermassen und die Entfernung zum Festland auf den vertikalen Partikelfluß wider (Honjo 1990, Mintrop 1990, Hebbeln & Wefer 1992). Nach Honjo (1990) ist der annuale Gesamtfluß unter dem Ostgrönland-Strom und der Transpolardrift um mehr als die Hälfte gegenüber dem Norwegen-Strom reduziert. Jährlich gemittelte TOC-Flußraten zeigen dagegen mit maximalen Werten von $5,14 \text{ gC}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ unter dem Westspitzbergen-Strom und minimalen Werten von $0,29 \text{ gC}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ unter dem Ostgrönland-Strom im Bereich der Fram-Straße noch deutlicher ausgeprägte Unterschiede als der Gesamtpartikelfluß (Tab. 3). Messungen von Rey (1981) an Sinkstoff-Fallen über dem Vøring-Plateau ergaben eine jährlich gemittelte Primärproduktion von $90 \text{ gC}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$. Vergleichbare Werte zwischen $60\text{-}90 \text{ gC}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ werden für weite Bereiche des EN angegeben, wobei Schwankungen zwischen verschiedenen Jahren um einen Faktor 2 durchaus vorkommen können (von Bodungen, mündl. Mitt.).

Seegebiet	Sinkstoff-Falle	Position	Quelle	Wassertiefe der Falle (m)	TOC- Fluß ($\text{gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$)
südl. Norw. See	NA-1	65°31'N 00°64'E	Honjo 1990	2630	0.59
Vøring- Plateau	VP-2/3	67°45'N 05°29'E	Mintrop 1990	700	2.84
zentr. Norw. See	NB-1	70°00'N 01°28'W	Honjo 1990	2749	0.53
nördl. Norw. See	LB-1	69°30'N 10°00'E	Honjo 1990	2760	1.37
nördl. Norw. See	BI-1	75°51'N 11°28'E	Honjo 1990	1700	2.85
zentr. Grönland See	GB-2	75°35'N 06°43'W	Honjo 1990	2871	0.40
östl. Fram- Straße	SP-2	78°53'N 06°45'E	Hebbeln mündl. Mitt.	1110	5.14
zentr. Fram- Straße	FS-3	78°46'N 00°11'E	Hebbeln mündl. Mitt.	1488	3.04
zentr. Fram- Straße	FS-1	78°52'N 01°22'E	Honjo 1990	2440	0.41
westl. Fram- Straße	FS-4	78°27'N 04°06'W	Hebbeln mündl. Mitt.	1191	0.29

Tab.3: Flußraten von organischem Kohlenstoff in der Wassersäule aus verschiedenen Seegebieten des Europäischen Nordmeers (zusammengestellt nach verschiedenen Autoren).

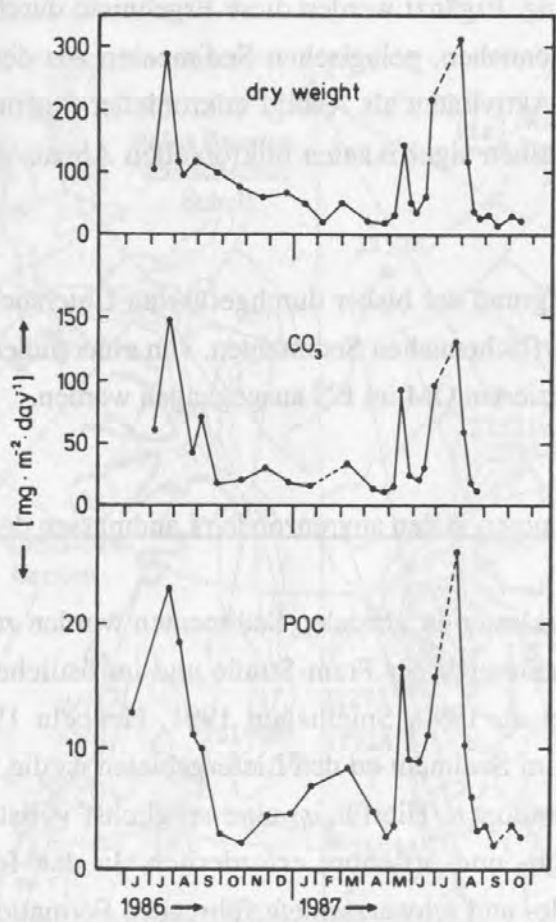


Abb. 9: Stark saisonal ausgeprägter pelagischer Partikelfluß bezogen auf Trockengewicht, Karbonat und partikuläres organisches Material (POM) in 500 m Wassertiefe auf dem Vøring-Plateau (nach Bathmann et al. 1990).

Neben der Gesamtmenge dieses pulsartig abgelagerten, autochthonen OM kommt der Respiration organischer Substanzen im Grenzbereich Wasser/Sediment durch benthische Aktivität eine entscheidende Rolle bei der Bildung des sedimentären TOC-Signals zu (siehe auch Abschnitt 2). Charakteristisch für pelagische Bereiche des EN ist eine durchweg niedrige Diversität des Benthos bei nahezu allen Arten. So treten unterhalb einer Wassertiefe von 1500 m insgesamt nur 2-9 Arten benthischer Foraminiferen in der Fraktion > 250 µm auf (Thies 1991). Dagegen weisen maximale Besiedelungsdichten auf dem Vøring-Plateau mit 70-100 benthischen Foraminiferen pro 10 cm² (Lutze & Salomon 1987) auf eine hohe Benthosaktivität und damit auf eine effektive Umsetzung des abgelagerten OM hin. Hierbei kommt der spontanen Reaktion benthischer Organismen auf kurzfristige Nahrungsmittelpulse ("Benthisch-Pelagische Kopplung", nach Graf 1989) eine elementare Rolle bei dem Transport in den oberflächennahen Bereichen des Sediments und der Remineralisation des OM zu. Nach Graf (1989) profitieren insbesondere kleine Organismen von solchen Eintrags-

ereignissen. Bakterien verbrauchen etwa 60-80 %, benthische Einzeller die verbleibenden 20 % der eingetragenen Nahrung. Ergänzt werden diese Ergebnisse durch Untersuchungen von Köster (1992) an oberflächennahen, pelagischen Sedimenten aus dem EN. Kontinuierlich abnehmende enzymatische Aktivitäten als Abbild mikrobieller Stoffumsätze bis in etwa 30 cm Sedimenttiefe belegen einen signifikanten mikrobiellen Abbau von autochthonem OM (Köster 1992).

Zusammenfassend muß, aufgrund der bisher durchgeführten Untersuchungen an Proben aus Sinkstoff-Fallen und an oberflächennahen Sedimenten, von einer äußerst effektiven Remineralisierung des primär produzierten OM im EN ausgegangen werden.

TOC-reiche Sedimentvorkommen in den angrenzenden Landmassen des EN

Kohle- und Schwarzschieferklasten in glazialen Sedimenten wurden zur Rekonstruktion von Paläoeisdriftströmungen im Bereich der Fram-Straße und im östlichen EN als "organische Tracer" genutzt (Bischof et al. 1990, Spielhagen 1991, Hebbeln 1991). Eine eindeutige Zuordnung solcher Klasten im Sediment zu den Liefergebieten ist die grundlegende Voraussetzung für solche Interpretationen. Hierfür ist eine möglichst vollständige Kenntnis aller potentiellen Vorkommen on- und off-shore erforderlich. In den folgenden Abschnitten werden die wichtigsten kohle- und schwarzschieferführenden Formationen der angrenzenden Landmassen des EN zusammengestellt (Abb. 10). Trotz intensiver Literaturrecherche bleiben dennoch sicher einige regional begrenzte Vorkommen, sowie laterale Faziesänderungen überregionaler Vorkommen, unberücksichtigt.

Der zirkum-arktische Raum (Abb.10, Position 1A und 1B)

Eine Reihe niedermaturer Kohle- und Schwarzschiefervorkommen stehen im zirkum-arktischen Raum entlang des sibirischen (1B) und des kanadischen Schelfs (1A) an (Anonymous 1978, Dutro 1981, Kerr 1981). Jurassisch-kretazische Sedimente der gleichen Fazies, wie sie entlang der Kontinentalränder des EN ausgebildet ist, streichen auf den angrenzenden arktischen Landmassen aus. Ein Verdriften von Kohle- oder Schwarzschieferbruchstücken aus diesen Gebieten via Meereis durch die Fram-Straße bis in das EN, wo sie als IRD sedimentiert werden, ist denkbar und wurde von Bischof et al. (1991) postuliert (zur näheren Diskussion siehe Abschnitt 6.3). Aufgrund des überregionalen Vorkommens solcher Kohlen werden einzelne Ablagerungen nicht weiter vorgestellt (zur weiteren Information siehe Wagner & Berthold 1979, Churkin et al. 1981 und Ziegler 1988).

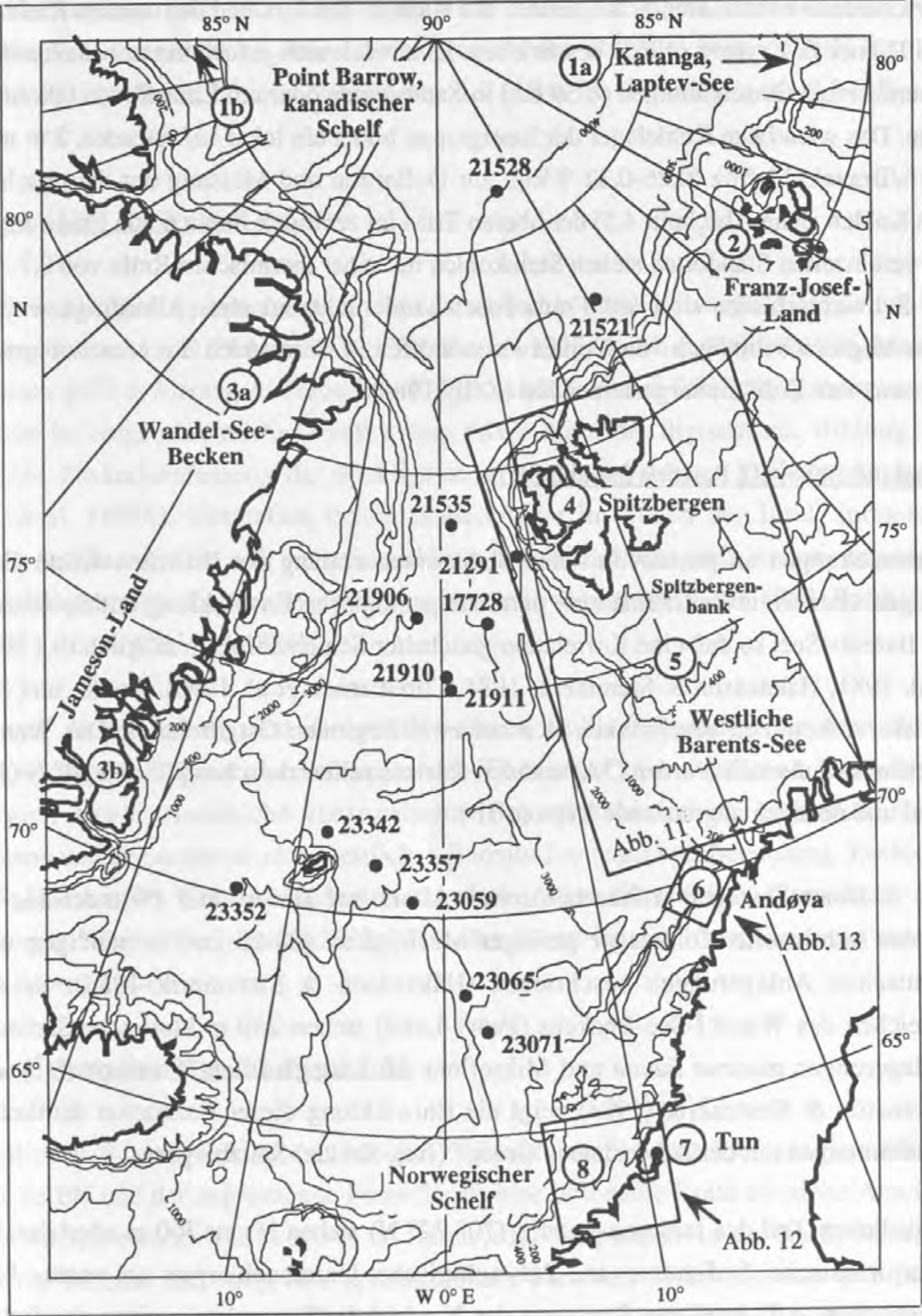


Abb. 10: Übersichtskarte des Europäischen Nordmeers, der Fram-Straße und Ausschnitten des Arktischen Ozeans. Im Text diskutierte potentielle Liefergebiete für TOC-führenden IRD sind als Kreis mit Nummer, Sedimentkerne als Punkte dargestellt. Detailkarten sind durch Ausschnitte markiert und mit der entsprechenden Abbildungsnummer versehen.

Franz Josef Land (Abb. 10, Position 2)

Verschiedene kohleführende Sequenzen des Karbon, des Jura und der unteren Kreide werden von Dibner & Krylova (1965) beschrieben. Es handelt sich jedoch um unbedeutende, häufig linsenförmige Einschaltungen (< 50 cm) in Sandsteinen oder um Einzelfunde inkohlter Holzreste. Das wichtigste Kohlelager der Inselgruppe bildet ein lokal auftretendes, 2 m mächtiges Torf-/Braunkohleflöz (0,26-0,32 %Rm, zur Definition und Messung der thermischen Reife von Kohlen siehe Abschnitt 4.5) der oberen Trias im zentralen Bereich von Franz-Josef-Land. An vereinzelt Standorten stehen Steinkohlen mit einer thermischen Reife von 0,7-1,1 %Rm an. Schwarzschiefer sind auf Franz-Josef-Land nicht bekannt. Allerdings weisen Versickerungserscheinungen von Kohlenwasserstoffen in Teersanden des Mesozoikums auf die Existenz von Erdölmuttergesteinen hin (Kelly 1988).

Grönland (Abb. 10, Position 3A und 3B)

Untersuchungen an postdevonischen Sedimenten entlang der östlichen Küste Grönlands belegen über weite Zeiträume eine parallele geologische Entwicklung mit Spitzbergen und der Barents-See, so daß eine Korrelation gleichalter Schichtenfolgen möglich ist (Håkansson et al. 1981, Håkansson & Stemmerik 1984, Christiansen et al. 1990). Kohle- und Schwarzschiefervorkommen beschränken sich auf zwei Regionen Ostgrönlands: Das Wandel-See-Becken im äußersten Norden (3A) und den Küstenstreifen zwischen 70° und 74° N (Jameson-Land und nördlich angrenzende Region, 3B).

Aus Sedimentabfolgen frühkarbonischen Alters auf Holm-Land (Wandel-See-Becken) werden vereinzelte Kohlelager geringer Mächtigkeit (20-25 cm) in sandigen und feinklastischen Ablagerungen beschrieben (Håkansson & Stemmerik 1984). In zentralen Bereichen des Wandel-See-Beckens (Peary-Land) stehen 250 m klastische Sedimente mit Einlagerungen mariner Fauna und Mikroflora der Ladegårdsåen-"Formation"⁽¹⁾ an. Nach Håkansson & Stemmerik (1984) zeigt die Entwicklung dieser Formation deutliche Übereinstimmungen mit der Advendalen-"Group" (Jura-Kreide) Spitzbergens.

Im östlichen Teil des Jameson-Landes (70°-72° N) stehen bis zu 700 m obertriassische bis unterjurassische Sedimente an. Palynologische Untersuchungen an unter- bis oberjurassischen, z.T. kohligem Schiefer der Vardekløft-"Formation" zeigen deutliche Übereinstimmungen mit Ablagerungen auf Spitzbergen (Agardhfjellet-"Formation") und Andøya (Ramså-"Formation", Lund & Pedersen 1985). Organisch-geochemische und mikroskopische

(1) "Group", - "Formation", - und "Member" in Anlehnung an den englischen Sprachgebrauch.

Analysen an devonischen bis unterpermischen lakustrinen Schiefern (72°-74° N) von Christiansen et al. (1989) und an oberpermischen und untertriassischen Schiefern von Surlyk et al. (1984) weisen aufgrund ihres vergleichbar hohen Erdölpotentials auf eine enge geologische Verwandtschaft zu Schwarzschiefern auf der östlichen Seite des EN hin. Der thermische Reifegrad der Schiefer variiert von 1,2 %Rm im Unterdevon bis 0,2 %Rm im Karbon.

Spitzbergen (Abb. 10, Position 4)

Die Gesteinsabfolgen Spitzbergens sind reich an kohle- und schwarzschieferführenden Ablagerungen (Croxtan & Pickton 1976, Cutbill et al. 1976, Smith & Pickton 1976, Manum & Throndsen 1977 a, Manum & Throndsen 1977 b, Abdullah et al. 1987). Insgesamt kam es während sechs erdgeschichtlicher Phasen vom Givet bis zum Oligozän zur Bildung von Kohle. Eine Zusammenfassung der wichtigsten, z.T. abbauwürdigen Vorkommen geben Harland et al. (1976). Zusätzlich treten, insbesondere im Süden der Insel, jurassisch-kretazische Schwarzschiefer auf, die aufgrund ihres hohen Erdölpotentials intensiv organisch-geochemisch und mikroskopisch analysiert wurden (z.B. Bjørøy & Vigran 1980, Forsberg & Bjørøy 1981, Mørk & Bjørøy 1984).

Im Rahmen dieser Arbeit sind die niedermaturen Kohlevorkommen tertiären Alters (Firkanten-, Aspelintoppen- und Forlandsundet-"Formation") im westlichen Bereich von Spitzbergen, sowie Ausstriche mesozoischer Schwarzschiefer im äußersten Süden Spitzbergens und der angrenzenden westlichen Barents-See (s.u.) von Bedeutung. Zusätzlich müssen niedermature Schiefer mitteltriassischen Alters (0,5 %Rm, Botneheia- und Bravaisberget-"Formation") im östlichen Teil der Bären-Insel mitberücksichtigt werden (Mørk & Bjørøy 1984).

Westliche Barents-See (Abb. 10, Position 5)

Der westlichen Barents-See kommt bei der Diskussion möglicher Liefergebiete für das nordöstliche EN und der angrenzende Fram-Straße eine besondere Rolle zu (siehe Abschnitt 6.3). Mit Wassertiefen zwischen 500 m im Bären-Insel-Trog und 20 m auf der Spitzbergen-Bank ist die Barents-See das größte epikontinentale Meer der Welt (Elverhøi & Solheim 1983a). Eine Vielzahl sedimentologischer und organisch-geochemischer Untersuchungen weisen auf den engen Zusammenhang zwischen Oberflächenproben aus Restsedimentdecken und den im Untergrund anstehenden, mesozoischen und känozoischen Sedimentgesteinen hin (Elverhøi 1983, Elverhøi & Solheim 1983b, Throndsen & Bjørke 1983, Elverhøi & Lauritzen 1984, Bjørlykke et al. 1987, Dodeswell 1988, Kelly 1988). Insgesamt verbinden die unter

einer geringmächtigen postglazialen Sedimentdecke vorkommenden Gesteine die stratigraphischen Formationen von Spitzbergen und Nord-Norwegen. So stehen insbesondere auf der Spitzbergen-Bank TOC-reiche Gesteine mit breitem Ausstrich, teilweise ohne eine holozänen Sedimentüberdeckung, an (Abb. 11, Kelly 1988). Organisch-petrologische Untersuchungen an Driftmaterial aus dieser Region belegen aufgrund der Palynomorphen-assoziation eine Zuordnung der Proben zu den Sedimenten der triassischen (Sassendalen- und Kapp Toskana-"Group"), jurassischen (Wilhelmøya-, Janusfjellet-"Formation") und kretazischen Formationen (Helvetiafjellet-, Carolinfjellet-"Formation") Spitzbergens (Bjørøy & Vigran 1980). Dagegen ist der im Süden gelegene Bären-Insel-Trog durch eine mächtige postglaziale Sedimentdecke über spätkretazischen bis paläogenen Gesteinen im Untergrund charakterisiert (Kelly 1988). Palynologische Untersuchungen an holozänen Sedimenten von Thronsen & Bjærke (1983) aus dem zentralen Bereich des Trogs belegen intensive Erosions- und Umlagerungsprozesse aus flacheren Bereichen der westlichen Barents-See (Spitzbergen Bank und Loppa Hoch) in diese tiefer gelegene Struktur. Weiter südlich stehen am Loppa-Hoch triassische (Sassendalen-, Kapp Toskana-"Group") und unterjurassische (Wilhelmøya-"Formation") Gesteine im Untergrund an (Bjørøy & Vigran 1980). Ein Übergang dieser TOC-führenden Gesteine bis in den Bereich Nord-Norwegens ist durch schmal ausstreichende Gesteinsserien der Kreide, des Jura, der Trias, des Perm und des Karbon bis an das kristalline Grundgebirge Skandinaviens nachgewiesen (Kelly 1988, Dowdeswell 1988, Vorren et al. 1991).

Norwegischer Kontinentalrand (Abb. 10, Positionen 6, 7 und 8)

Basierend auf flachseismischen Untersuchungen im Møre-, Trøndelag- (62° - 65° N) und Træna-Banken-Gebiet (65° - 67° N) von Bugge et al. (1984) wurden elf stratigraphische Einheiten, vom metamorphen Basement im Osten über jurassische, kretazische, tertiäre bis pliozäne Sedimente im Westen, ausgegliedert (Abb. 12). Über weite Bereiche streichen TOC-reiche, jurassische bis tertiäre Gesteine, dem norwegischen Schelf folgend, auf einem schmalen Streifen in 200-400 m Wassertiefe unter einer geringmächtigen quartären Sedimentüberdeckung aus. Sedimentologische Bearbeitungen an holozänen Sedimenten entlang verschiedener Kerntraversen über den norwegischen Schelf (Haldorsen 1974, Holtedahl et al. 1974) und geochemische Untersuchungen an Oberflächenproben vom norwegischen Schelf vor Møre, Trøndelag, den Lofoten und Troms (Bjørøy & Vigran 1979), bestätigen die geophysikalische Interpretation. Bjørøy & Vigran (1979) weisen auf eine deutliche Übereinstimmung in der organischen Zusammensetzung mit gleichalten geologischen Formationen der Barents-See, Spitzbergens und Ostgrönlands hin. Insgesamt befanden sich diese Gesteine während des letzten Hochglazials im Erosionsbereich der skandinavischen Gletscher (Haldorsen 1974, Holtedahl et al. 1974, Vogt 1986), so daß ihnen als potentiell Liefergebiet

zumindest für den Bereich des Vøring-Plateaus, eine besondere Rolle zukommt (Hölemann et al. 1990, Hölemann 1993, Hölemann & Henrich subm.).

Vorkommen kohle- oder schwarschieferführender Schichten auf dem norwegischen Festland sind auf das Gebiet von Andøya, Vesterålen, beschränkt (Abb. 10, Position 6). Dort stehen auf 8 km² die einzigen jurassischen bis spät-kretazischen Sedimente Norwegens auf dem Festland an (Dalland 1981, Abb. 13). Insgesamt enthält die 500 m mächtige Sedimentabfolge neben Schwarzschiefern (Råmsa-, Dragneset- und Skarstein-"Formation") auch geringmächtige Kohleflöze (Dalland 1981). Organisch-geochemische und mikroskopische Analysen deuten auf eine enge geologische Verwandtschaft mit gleichalten Schwarzschiefern der Barents-See, Spitzbergens und Ostgrönlands hin (Bjørøy et al. 1980). Eine Verlängerung der Råmsa-"Formation" bis in den nordöstlichen off-shore-Bereich zwischen Andøya und dem norwegischen Festland wird von Dalland (1981) diskutiert, so daß ein Übergang zu den mesozoischen Ablagerungen im äußersten Norden Norwegens (Kelly 1988) angenommen werden kann.

Weitere Hinweise auf kohle- oder schwarschieferführende Sedimente auf dem norwegischen Festland sind aus dem Gebiet um die Ortschaft Tun beschrieben (Abb. 10, Position 7, Horn 1931, Vigran 1970). An mehreren Stellen wurden in unmittelbarer Nähe der norwegischen Küstenlinie allochthone Kohle- und kohleähnliche Stücke gefunden, die aufgrund ihrer Mazeralzusammensetzung als Boghaed- (Kvædfjord-Kohlen), Cannel- (Herøya-Kohlen) und Glanzbraunkohlen (Verran-Kohlen) angesprochen wurden (Horn 1931). Als Liefergebiete für die Sapropelkohlen (Boghead-, Cannelkohlen) vermutet Horn (1931, Zitat:), "daß die Kohlen von unterseeischen, kohleführenden Lagern herkommen, die außerhalb der norwegischen Küste oder an der Mündung der großen Fjorde" liegen. Für die humischen Verran-Kohlen diskutiert Horn (1931) ein inzwischen bereits denudiertes Vorkommen auf dem angrenzenden norwegischen Hinterland. Palynologische Untersuchungen von Vigran (1970) an Kohle- und Schieferbruchstücken aus dieser Region belegen ein mittelmitteljurassisches Alter. Die Florenassoziatio zeigt deutliche Ähnlichkeiten mit mesozoischen Vorkommen auf Andøya (Vigran 1970). Insgesamt kann davon ausgegangen werden, daß es sich bei den Verran-Kohlen um humische Faziesbereiche der gleichen jurassisch-kretazischen Abfolgen wie auf Andøya und der Spitzbergen-Bank handelt.

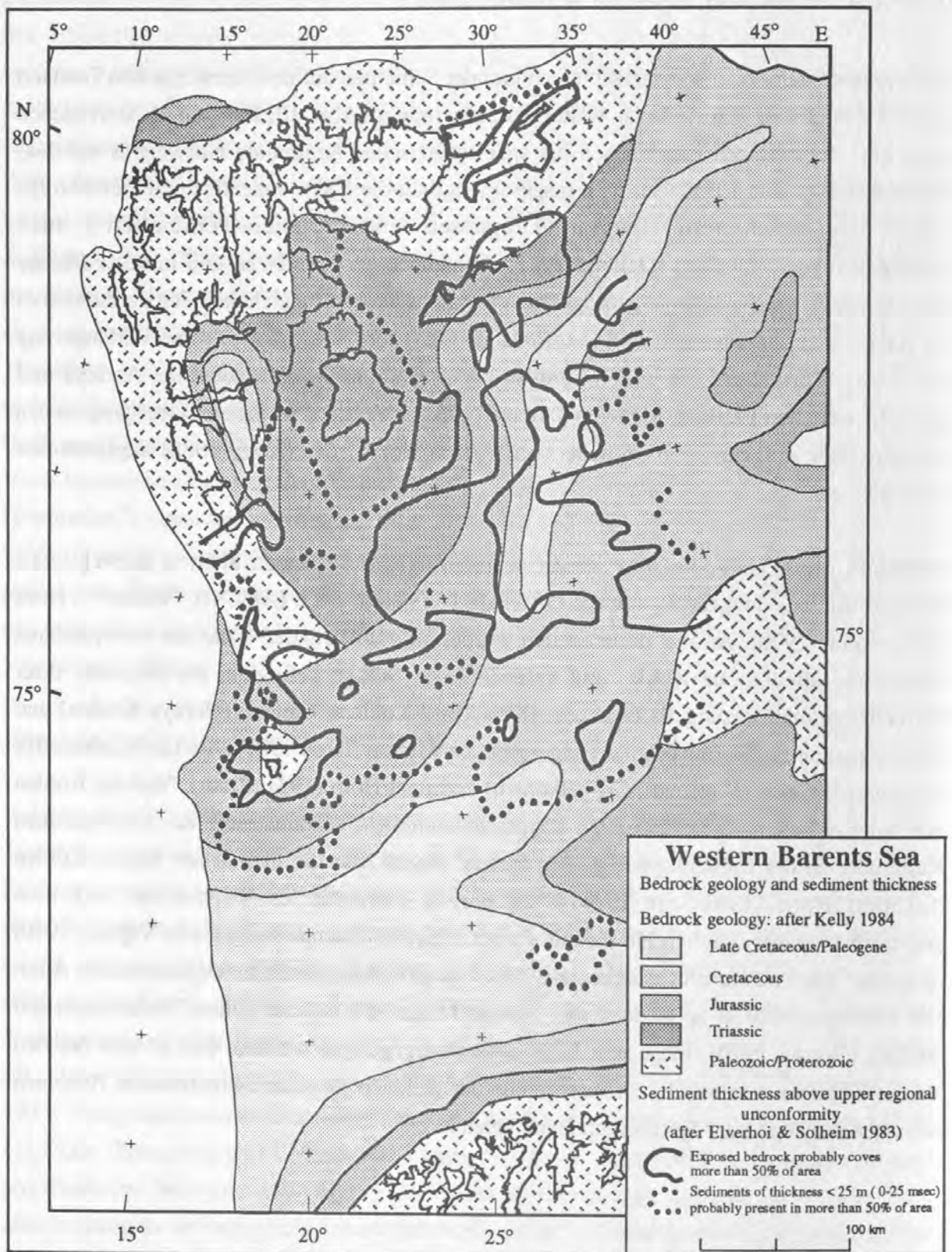


Abb. 11: Geologie der westlichen Barents-See (nach Kelly 1984). Freiliegendes Grundgestein, sowie Bereiche mit geringmächtiger Sedimentüberlagerung sind durch Übersignaturen gekennzeichnet (nach Elverhøi & Solheim 1983).

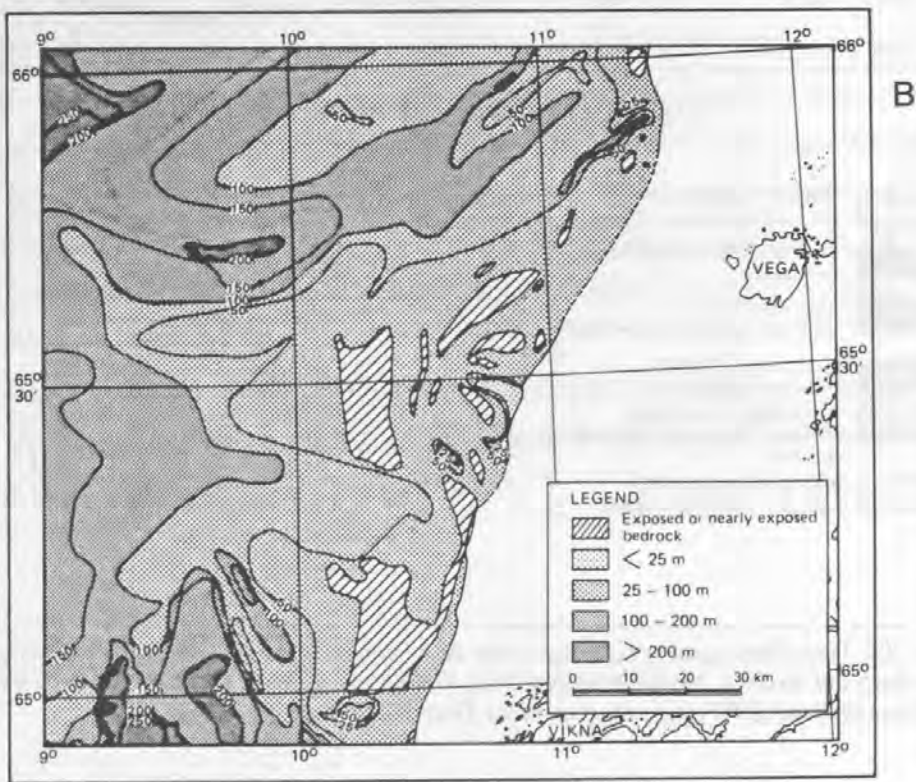
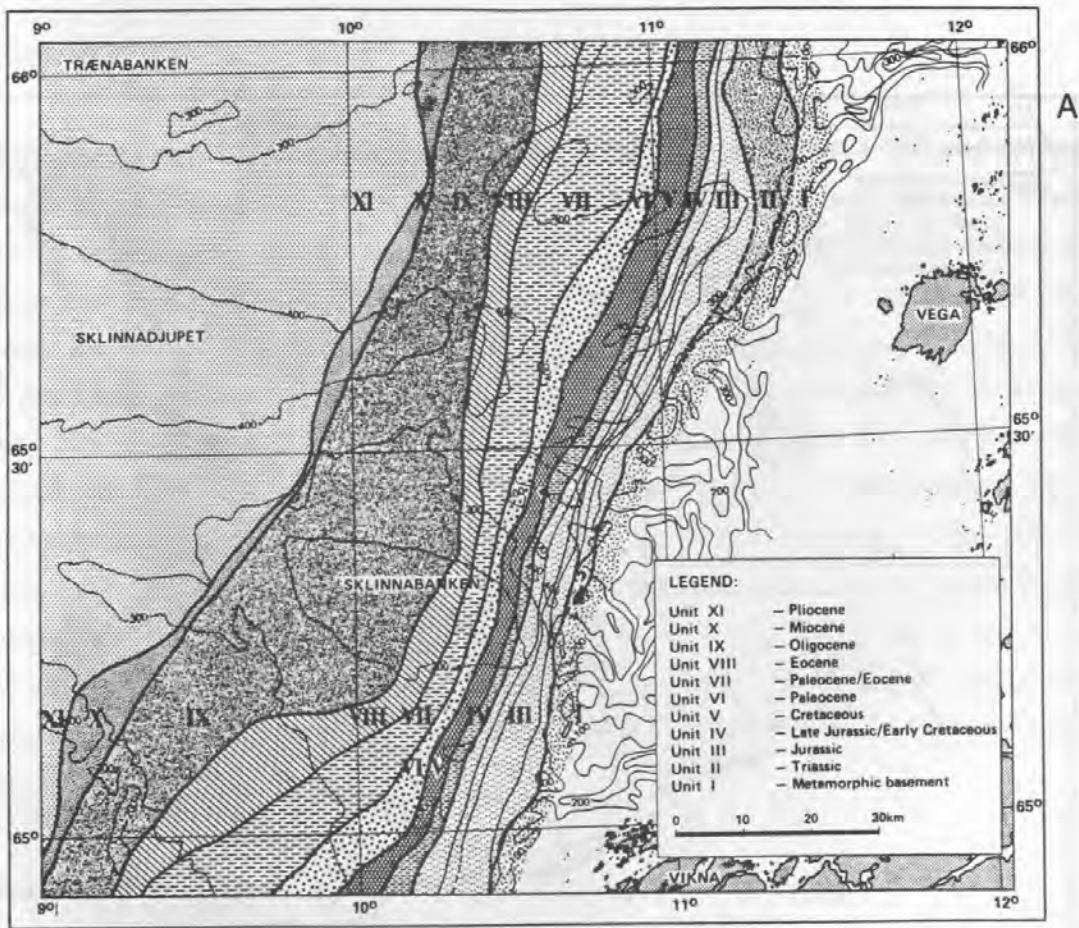


Abb. 12 a, b: Submarine Ausbisse mesozoischer Schichtenfolgen auf dem norwegischen Schelf vor Møre-Trøndelag (nach Bugge et al. 1984, Karte 12 a). Die Mächtigkeit der quartären Sedimentüberlagerung ist in Abbildung 12 b dargestellt.

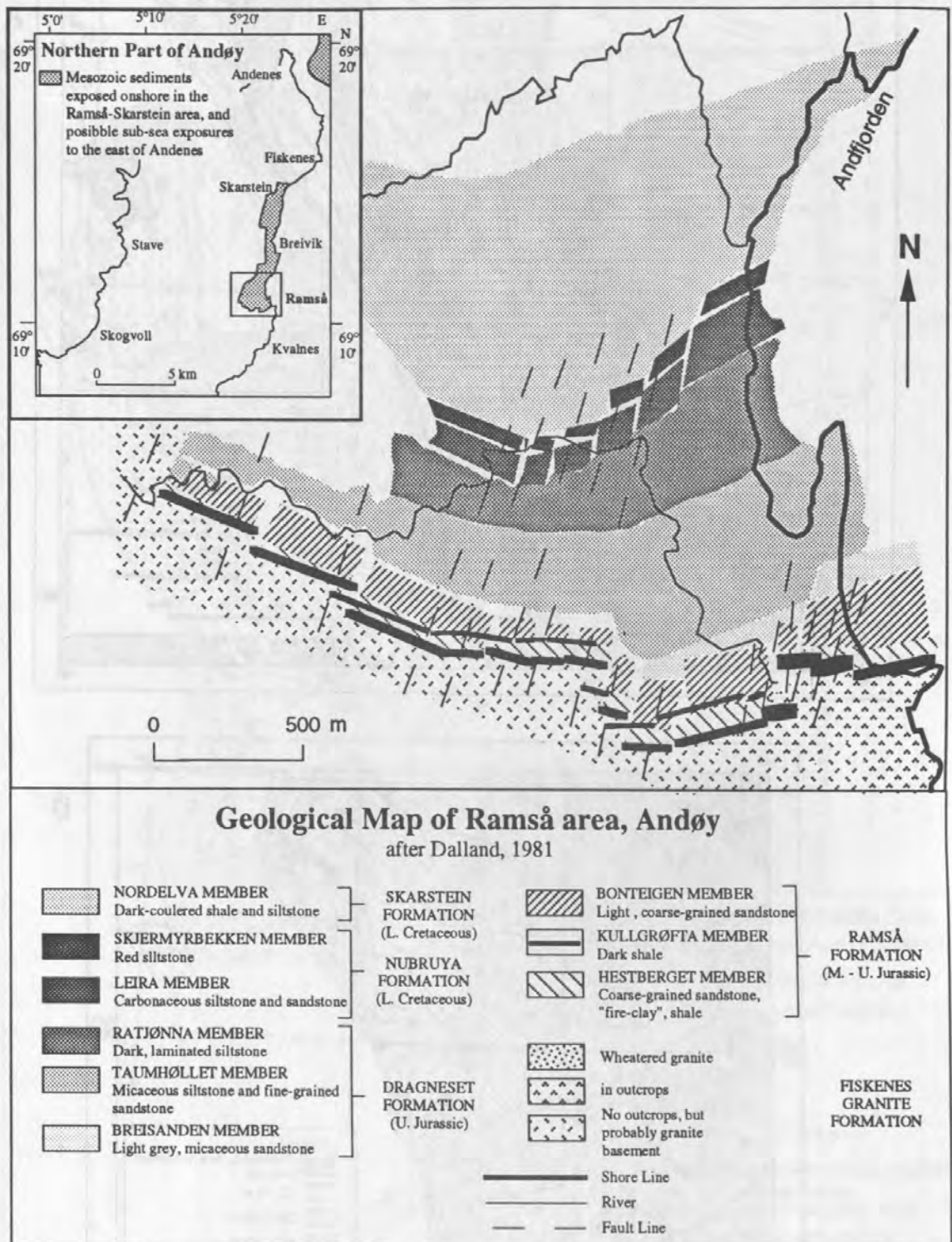


Abb. 13: Detaillierte geologische Karte aus dem südlichen Bereich der ausstreichenden mesozoischen Schichten auf Andøya, Nord-Norwegen. Eine Verlängerung dieser Sedimente in nord-östlicher Richtung wird von Dalland (1981) angenommen (siehe Übersichtskarte).

4. Methodik

Die Interpretation des TOC-Signals mariner Sedimente zur Klärung paläo-ozeanographischer Fragestellungen erfordert eine exakte qualitative und quantitative Erfassung der autochthonen und allochthonen Anteile am OM. Derzeit steht jedoch kein analytisches Einzelverfahren zur Verfügung, mit dem eine eindeutige Trennung der Anteile möglich ist. Aus diesem Grund wurde eine Kombination verschiedener Methoden ausgewählt, so daß ein gegenseitiges Überprüfen der Meßergebnisse durchgeführt werden kann. Die Auswahl geeigneter Analyseverfahren für Untersuchungen an TOC-armen Sedimenten (< 1 Gew.%) stellt ein grundsätzliches Problem dar, da ein Großteil der Methoden für Proben mit deutlich höheren TOC-Gehalten entwickelt wurde, so daß die Analyseergebnisse meist im unteren Meßbereich der Gerätekapazität liegen. Zusätzlich können bei feinkörnigen Proben Mineral-Matrix-Effekte, d.h. Adsorption von organischen Substanzen an eine feinkörnige Matrix, einen erheblichen Einfluß auf die Reproduzierbarkeit und die Absolutwerte der gemessenen Daten haben (Espitalié et al. 1980, Horsfield & Douglas 1980, Katz 1983, zur näheren Diskussion dieser Problematik siehe Abschnitt 5.2).

Organisch-geochemische und -petrologische Analyseverfahren (Abb. 14)

Geochemische Verfahren, wie die Elementaranalyse (TOC, N_{tot}) und die Rock-Eval Pyrolyse, liefern aufgrund des hohen Probendurchsatzes bereits bei einem Kern-"screening" erste Hinweise auf die Zusammensetzung des OM. Ein differenzierteres Bild über den organischen Charakter ausgewählter Probenserien kann im Anschluß durch den Einsatz deutlich aufwendigerer Analyseverfahren (Organische Petrologie, $\delta^{13}C_{\text{org}}$ -Messungen) gewonnen werden. Die quantitative Bestimmung autochthoner und allochthoner Anteile am OM erfolgte in dieser Arbeit über die mikroskopische Auswertung der Mazeralzusammensetzung (s.u.).

Im folgenden geht den Beschreibungen der Analyseverfahren, soweit notwendig, eine kurze Einführung in die Interpretationsmöglichkeit und eine Darstellung der Problematik bei der Anwendung auf TOC-arme, rezente Sedimente voraus.



Abb. 14: Bearbeitungsschema der geochemischen und organisch-petrologischen Analyse.

4.1 Bestimmung des organischen Kohlenstoffs (TOC)

Der TOC des Gesamtsediments wurde an einem Leco CS-125 Carbon-Sulfur-Analyser gemessen. Von der getrockneten und homogenisierten Probe wurden 20-40 mg in einen Tiegel eingewogen und mit wenigen Tropfen 0,25 N HCl versetzt. Nach Trocknung der Probe bei 40 °C wurde mehrmals HCl hinzugegeben, um das gesamte Karbonat (CaCO_3) zu entfernen. Bei dem Analysevorgang wird die Probe in einem Induktionsofen verbrannt und die entstandenen Gase nach Entfernung der Feuchte in eine Schwefel-IR-Zelle geleitet, in der der SO_2 -Gehalt gemessen wird. In dem anschließenden Katalyseofen wird CO zu CO_2 und SO_2 zu SO_3 umgewandelt. Das SO_3 wird dann in einer Schwefelfalle aufgefangen und das CO_2 in einer Kohlenstoff-IR-Zelle gemessen. Die Umrechnung in Gewichtsprozent erfolgt mit Hilfe von Kalibrationsfaktoren, die vor Beginn einer Meßreihe ermittelt wurden. Die gerätespezifische Meßgenauigkeit liegt für Proben mit > 0,1 Gew.% TOC bei 0,001 Gew.% TOC. Alle gemessenen Proben wurden grundsätzlich doppelt bestimmt und die Ergebnisse bei Abweichungen < 0,05 Gew.% TOC gemittelt.

4.2 Bestimmung des Gesamtstickstoffs (N_{tot})

Hinweise auf die Zusammensetzung der organischen Substanz liefert das Verhältnis von TOC zu Gesamtstickstoff C/N (Müller 1975, Müller, 1977, Emerson & Hedges 1988, Jasper & Gagosian 1990, Stein 1991). Da Stickstoff überwiegend in Aminosäuren chemisch gebunden vorliegt, wird das C/N-Verhältnis organischer Substanzen durch den Anteil an Proteinen gesteuert. Phytoplankton besteht durchschnittlich zu 51-55 Gew.% aus Proteinen, höhere Landpflanzen dagegen nur aus 5-15 Gew.% (Romankevich 1990). Entsprechend ergeben sich für marine Organismen C/N-Werte < 7 , während terrigenes OM C/N-Verhältnisse > 10 (Mittelwert 24) aufweist (Abb. 15). Neben diesen primären Unterschieden beeinflussen jedoch auch die erhöhte Remineralisation von Stickstoff im Benthos (Westerhausen 1992) und Wechselwirkungen mit der mineralischen Matrix das sedimentäre C/N-Verhältnis (Müller 1975, Müller 1977, Berner & Wefer 1990, Hebbeln 1992). Über 50 % des Gesamtstickstoffs können nach Hebbeln (1992) anorganisch gebunden vorliegen. Dennoch beschreibt er einen, wenn auch im absoluten Betrag verschobenen, parallelen Kurvenverlauf bei getrennten C/N- und $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Messungen.

Der Gesamtstickstoff wurde an einem Carlo-Erba NA 1500 am Institut für Biogeochemie und Meereschemie, Hamburg, gemessen. 5-30 mg der homogenisierten Probe werden in eine Zinnkartusche eingewogen und über einen Probenhalter in den Verbrennungsraum des Analysators gegeben, der bei 1020 °C betrieben wird. Die Verbrennungsprodukte CO_2 , N_2 , NO_x und Wasser werden anschließend durch einen Reduktionsreaktor, in dem sich auf 650 °C erhitztes Kupfer befindet, geleitet. Der elementare Stickstoff wird dann über eine Kapillarsäule geleitet, von einem TCD (Thermal Conductivity Detector) quantitativ erfaßt und gespeichert. Die Kalibrierung erfolgte mit einem Acetanilid Standard. Die Reproduzierbarkeit entspricht $< 0,1 \%$ des absoluten Wertes. Es wurden grundsätzlich Doppelbestimmungen durchgeführt. Bei Abweichungen innerhalb einer Doppelbestimmung $< 0,01 \text{ Gew.}\% \text{ N}$ wurde der Mittelwert der Messungen übernommen. Zur Berechnung des C/N-Quotienten wurde der TOC der Leco-Messung eingesetzt.

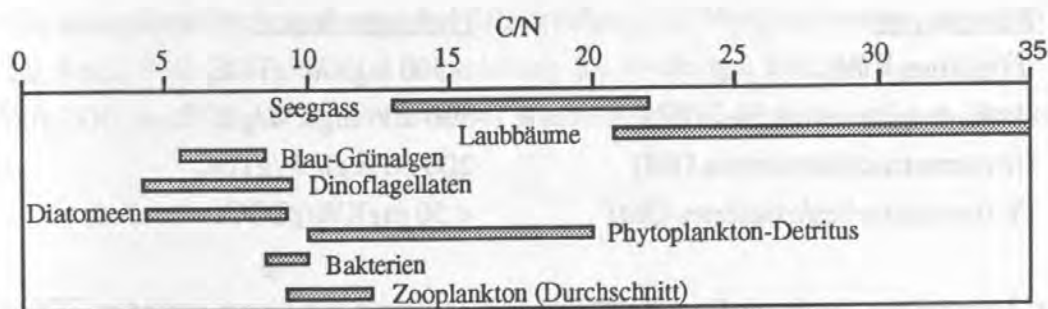


Abb. 15: C/N-Verhältnisse in organischem Material (aus Hölemann 1993, modifiziert nach Stein 1991).

4.3 Die Rock-Eval Pyrolyse

Die Rock-Eval Pyrolyse wird im Bereich der Erdölexploration routinemäßig zur schnellen Charakterisierung der organischen Fraktion und zur Abschätzung des Kohlenwasserstoff-Gehalts (KW) an Gesamtproben eingesetzt. Nach einer von Espitalié et al. (1977) entwickelten Methode wird die homogenisierte Probe (100 mg) in inerter Atmosphäre mit folgendem Temperaturprogramm hochgeheizt und die Pyrolysate erfaßt:

60° - 90 °C (S0, Gas); 50 °C/min

90° - 300 °C (S1, Öl); 50 °C/min

300° - 550 °C (S2, Kerogen); 50 °C/min

550° - 60 °C (S3, CO₂)

Freie oder adsorbtiv gebundene, niedermolekulare KW bis C₇ werden bis zu 90 °C quantitativ in einem FID (Flame Ionisation Detector) gemessen und als S0 (Gas) registriert. Im Temperaturintervall von 90-300 °C thermisch freigesetzte KW werden entsprechend detektiert und als S1 (Öl) erfaßt. Im Temperaturbereich zwischen 300 und 550 °C werden KW und sauerstoffhaltige Gase (CO₂, H₂O) aus residualer organischer Substanz (Kerogen) generiert und über einen Split zu einem FID bzw. TCD (Thermal Conductivity Detector) geleitet, wo sie als S2 bzw. S3 gemessen werden. Die Temperatur maximaler Freisetzung von KW wird als Tmax registriert.

Aufbauend auf den Ergebnissen der Rock-Eval Pyrolyse wird eine Klassifizierung des OM in vier Kerogentypen, stellvertretend für "marin", "marin/terrestrisch", "terrestrisch" und "oxidiert", vorgenommen (Tissot & Welte 1984, Peters 1986). Grundlage für diese Einteilung ist neben dem Wasserstoff-Index (HI, S₂*100/TOC) der Sauerstoff Index (OI, S₃*100/TOC), bzw. der ermittelte Tmax (Temperatur maximaler KW-Ausbeute in °C) der Probe. Für Tmax-Werte zwischen 420-430 °C (entsprechend einer thermischen Reife von ≈ 0,5 %Rm Vitrinit-reflexion) werden folgende Grenzwerte für den HI angegeben:

Kerogentyp:

I (marines OM)

II (marines/terrestrisches OM)

III (terrestrisches/marines OM)

IV (terrestrisches/oxidiertes OM)

Hydrogen-Index:

> 500 mgKW/gTOC

500-200 mgKW/gTOC

200-50 mgKW/gTOC

< 50 mgKW/gTOC.

Bei der Anwendung der Rock-Eval Pyrolyse auf Sedimente mit einem geringen TOC-Gehalt ist, bedingt durch Mineral-Matrix-Effekte, mit einer Beeinflussung der Meßergebnisse und

Problemen bei der Reproduzierbarkeit der Daten zu rechnen. Vergleichende Messungen an Gesamtproben und den entsprechenden Kerogenkonzentraten belegen Wechselwirkungen zwischen höhermolekularen KW mit Tonmineralen der mineralischen Matrix, so daß insgesamt die S₂-Ausbeute in unbehandelten Proben gegenüber den Konzentraten reduziert wird (Espitalié et al. 1984, Horsfield & Douglas 1980, Katz 1983). Zusätzlich können Schwierigkeiten bei der Festlegung des T_{max} auftreten, da der S₂-Peak nicht exakt definiert ist, sondern einen plateauartigen Verlauf über ein breites Heizintervall zeigt. Zur Diskussion, inwieweit der gemessene Probensatz von solchen Effekten beeinflusst ist, siehe Abschnitt 5.2.

Änderungen des Temperaturprogramms bei der Rock-Eval Pyrolyse wurden zur simulierten Maturierung von Protokerogenen (Peters et al. 1981) und zur Untersuchung von rezenten Sedimenten aus dem Skagerrak (Liebezeit & Wiesner 1989) mit einer erniedrigten Initialtemperatur (180-250 °C gegenüber 300 °C) zur Erfassung des S₂ durchgeführt. Die rezenten Proben aus dem Skagerrak wiesen einen deutlichen S₁-Peak bei 300 °C auf, der aber entgegen der ursprünglichen Definition von Espitalié et al. (1977, 1984) nicht auf freie oder flüchtige KW, sondern auf Biopolymere (d.h. rezentes labiles OM) zurückzuführen war. Um diese Biopolymere auch bei der Berechnung des HI zu berücksichtigen ($S_2 \cdot 100 / \text{TOC}$), modifizierten Liebezeit & Wiesner (1989) das Temperaturprogramm folgendermaßen:

60° - 90 °C (S₀, Gas); iso 2 min, 50 °C/min.

90° - 180 °C (S₁, Öl); iso 2 min, 50 °C/min

180° - 550 °C (S₂, Kerogen); 50 °C/min

550° - 60 °C (nicht detektiert)

Die KAL-Proben dieser Arbeit wurden an einem Oil Show Analyser (OSA) am Institut für Biogeochemie und Meereschemie, Hamburg, nach der Methode von Liebezeit & Wiesner (1989) analysiert. Die GKG-Proben mußten aus gerätetechnischen Gründen an einem Rock-Eval am Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, bei gleichem Temperaturprogramm gemessen werden. Zur Kalibrierung der Messungen wurde ein IFP 55000-Standard jeweils vor, nach der Hälfte und nach Beendigung der Probenserie untersucht. Verschiedene, bereits am OSA analysierte Proben wurden zur Überprüfung der Vergleichbarkeit der zwei Geräte auch am Rock-Eval gemessen. Zur Berechnung des Hydrogen Index ($\text{HI} = S_2 \cdot 100 / \text{TOC}$ in mgKW/gTOC, nach Tissot & Welte 1984) wurde der TOC-Gehalt der Leco-Messung eingesetzt.

4.4 Stabile Kohlenstoff-Isotope: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Die Messung stabiler Kohlenstoff-Isotope an der organischen Substanz zur Abschätzung der marinen und terrigenen Anteile in marinen Sedimenten (Gearing 1988) findet zunehmend Anwendung bei der Bearbeitung paläo-ozeanographischer Fragestellungen (Jasper & Gagosian 1990, Stein & Littke 1990, Botz et al. 1991, Pedersen et al. 1991, Stein 1991, Westerhausen 1992). Ausgehend von Grenzwerten terrigener Pflanzengruppen mit einem $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert von durchschnittlich -26 ‰PDB und mariner Organismen mit $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten von -18 ‰PDB in tropischen Breiten, -21 ‰PDB in gemäßigten Breiten und bis zu -33 ‰PDB in polaren Breiten (Fischer 1989) erscheint eine Abgrenzung zumindest für Proben aus niederen Breiten möglich. Die Modifizierung des Isotopensignals mit zunehmendem Breitengrad aufgrund eines Temperatureffekts kann nach Westerhausen (1992) durch eine Korrektur der Meßergebnisse ausgeglichen werden. Die Minimal- bzw. Maximalwerte der verschiedenen Kohlenstoffquellen zeigen jedoch breite Überlappungsbereiche (Abb. 16), so daß eine eindeutige Klassifizierung des OM, insbesondere bei der Betrachtung mariner Sedimente mit einem durchschnittlichen Spektrum von -10 bis -34 ‰PDB, problematisch ist (Schidlowski 1988). Aufgrund der vielseitigen Ursachen, die zur Fraktionierung der Isotope führen können, wird die Interpretation von Isotopendaten in Sedimenten kontrovers diskutiert (Dean et al. 1986, Fischer 1989). In diesem Zusammenhang kommt dem Einfluß abiotischer Faktoren, wie Wassertemperatur (Rau et al. 1992), pCO_2 -Variationen und Lichtangebot (Fischer 1989), auf das gebildete $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal eine besondere Rolle zu. Desweiteren treten signifikante Verschiebungen des marinen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals beim vertikalen Transport durch die Wassersäule, in der Grenzschicht Wasser/Sediment und in den oberflächennahen Sedimenten auf (Fischer 1989, McArthur et al. 1992).

Die Messung der stabilen Kohlenstoffisotope an der organischen Substanz erfolgte an ausgewählten Probenreihen im ^{14}C -Labor des Instituts für Reine und Angewandte Kernphysik, Universität Kiel. Sie wurden an einem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer gemessen. Eine detaillierte Beschreibung des Analyseverlaufs mit der vorhergehenden Probenbehandlung ist in Westerhausen (1992) dargestellt. Kalibriert wurde das Gerät mit einem Karbonat- (NBS 19) und einem Ölstandard (NBS 22). Alle Meßwerte wurden auf den internationalen PDB-Standard (Pee-Dee-Belemnite) umgerechnet. Die Standardabweichung liegt für die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Meßwerte bei 0,04 ‰.

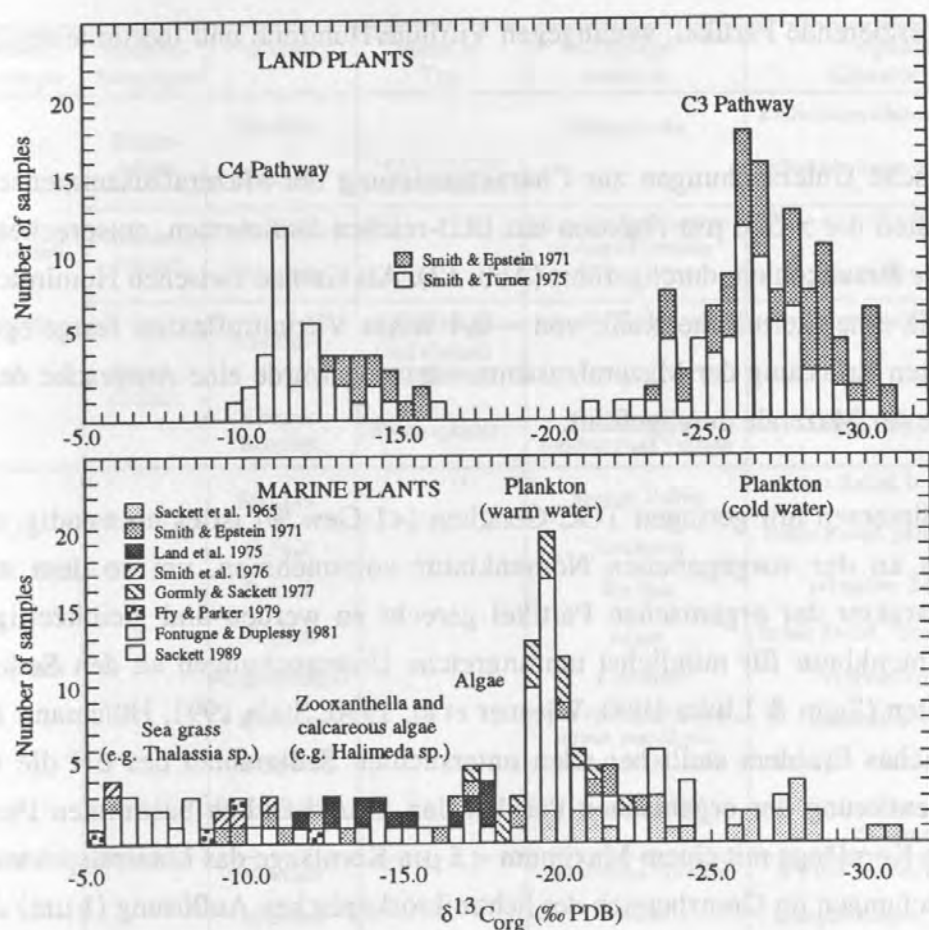


Abb. 16: Die $^{13}C/^{12}C$ - Zusammensetzung ($\delta^{13}C_{org}$) von terrigenen und marinen Pflanzen sowie planktonischen Protisten (nach Sackett 1989).

4.5 Organisch-petrologische Untersuchungen

Die Auflichtmikroskopie (Weißlicht- und UV-Anregung) an Sedimenten ermöglicht aufgrund der optischen Identifizierung organischer Partikel (Mazerale) eine quantitative Trennung allochthoner und autochthoner Anteile. Ergebnissen dieser Methode kommt bei der Beurteilung des organischen Charakters der Proben und der Überprüfung der geochemischen Parameter eine wichtige Rolle zu.

Die Anwendung organisch-petrologischer Untersuchungen auf marine Sedimente basiert auf dem Mazeralkonzept der Kohlepetrologie (Stach et al. 1982). Als Mazeral wird hierbei, vergleichbar einem Mineral in einem Gestein, ein mikroskopisch unterscheidbarer Einzelpartikel innerhalb einer Kohle verstanden. Neben optischen Merkmalen sind Mazerale auch bezüglich ihrer Herkunft und Entstehung charakterisiert. Diese Einzelmazerale werden in drei Mazeralkategorien zusammengefasst: Liptinite, Vitrinite (bzw. Huminite für Braunkohlen) und Inertinite. Die Gruppe der Liptinite beinhaltet sowohl terrigene als auch marine, unter UV-

Anregung fluoreszierende Partikel, wohingegen Vitrinite/Huminite und Inertinite terrigenen Ursprungs sind.

Kohlepetrologische Untersuchungen zur Charakterisierung der Mazeralzusammensetzung wurden an Klasten der $> 500 \mu\text{m}$ -Fraktion aus IRD-reichen Sedimenten, entsprechend der Nomenklatur für Braunkohlen, durchgeführt (Abb. 17). Als Grenze zwischen Huminiten und Vitriniten wurde eine thermische Reife von $\approx 0,4 \% \text{Rm}$ Vitrinitreflexion festgelegt. Zur möglichst exakten Erfassung der Mazeralzusammensetzung wurde eine Ansprache des OM bis auf die Stufe der Mazerale durchgeführt.

In marinen Sedimenten mit geringen TOC-Gehalten ($< 1 \text{ Gew.}\%$) ist es notwendig, einige Modifikationen an der vorgegebenen Nomenklatur vorzunehmen, um so dem mikroskopischen Charakter der organischen Partikel gerecht zu werden und gleichzeitig eine praktikable Nomenklatur für möglichst umfangreiche Untersuchungen an den Sedimentkernen zu erhalten (Stein & Littke 1990, Wiesner et al. 1990, Stein 1991, Hölemann 1993). Ein grundsätzliches Problem stellt bei allen untersuchten Sedimenten des EN die starke primäre Fragmentierung der organischen Partikel dar. Grundsätzlich bestimmen Partikelgrößen $< 20 \mu\text{m}$ Kornlänge mit einem Maximum $< 5 \mu\text{m}$ Kornlänge das Mazeralspektrum, so daß die Untersuchungen im Grenzbereich der lichtmikroskopischen Auflösung ($1 \mu\text{m}$) durchgeführt wurden. Eine eindeutige Identifizierung organischer Partikel $< 2 \mu\text{m}$ ist nur bedingt möglich, so daß Probleme bei der Zuordnung solcher Partikel entstehen. Eine Hintergrundfluoreszenz, als Hinweis auf submikroskopisches OM, wurde in keiner Probe festgestellt. Um dennoch eine verlässliche Quantifizierung des submikroskopischen Anteils am TOC zu ermitteln, wurden interglaziale und glaziale Proben entsprechend ihrer Korngrößenäquivalente in die Fraktionen $< 2 \mu\text{m}$, $2\text{--}6,3 \mu\text{m}$, $6,3\text{--}20 \mu\text{m}$, $20\text{--}63 \mu\text{m}$, $63\text{--}125 \mu\text{m}$ und $125\text{--}2000 \mu\text{m}$ getrennt und ihr TOC-Gehalt bestimmt. Hierbei ergab sich zusätzlich eine Möglichkeit, die TOC-Verteilung innerhalb der Sedimentfraktionen detailliert zu untersuchen. Eine nähere Diskussion der Ergebnisse befindet sich in Abschnitt 5.1.

Mazeral-Gruppe	Mazeral-Subgruppe	Mazeral	Mazeral-Typ	Ausgangsmaterial	optische Charakteristik
Huminit	Humotelinit	Textinit	Texto-Ulminit Eu-Ulminit	Holzgewebe	Zellwände sichtbar, Lumina offen
		Ulminit			Zellwände kaum oder nicht sichtbar
	Humodetrinit	Attrinit Densinit		Zersetzungsprodukte anderer Huminite	< 10 µm Größe fragmentierter Attrinit
	Humocollinit	Gelinit	Levi-Gelinit Pori-Gelinit Eu-Gelinit	vergelte Humusstoffe	sekundäre Zellfüllungen
		Corpo-huminit	Phlobaphinit	Kondensationsprodukte des Tannins	kugelförmige Form
Liptinit		Sporinit		Sporen, Pollen	hohes Relief, breite Zellwände
		Cutinit		Kutikulen	hohes Relief, gezackte Zellwände
		Resinit		Wachse	sekundäre Zellfüllungen
		Alginit		Algen	hohes Relief, "Blumenkohlstruktur"
		Liptodetrinit		Liptinite	fragmentierte Liptinite
		Bituminit		Zersetzungsprodukte meist von Algen	undeutliche Begrenzung
		Exsudanit		sekundäres Mazeral	Füllungen von Rissen und Lumina
Inertinit		Suberinit		Korkgewebe	Zellwandmaterial mit Phlobaphiniten
		Mikrinit		sekundäres Mazeral	< 1 µm Größe, hohe Reflexion
		Makrinit		unklar	amorphe Körper, hohe Reflexion
		Semifusinit		Holzgewebe	Reflexion zwischen Vitrinit/Fusinit
		Fusinit		Holzgewebe	hohe Reflexion, Bogenstrukturen
		Sclerotinit		Pilzsporen	hohe Reflexion
		Inertodetrinit		Inertinite	< 30 µm Größe

Abb. 17: Klassifikation für Braunkohlen mit Ausgangsmaterialien und optischen Unterscheidungsmerkmalen einzelner Mazerale (modifiziert nach Stach et al. 1982).

Optische Merkmale der unterschiedenen Mazerale

I. Autochthone Mazerale

I- 1. *Alginit*: Weiß bis hellgelb fluoreszierende Dinoflagellatenzysten und deren Bruchstücke > 10 µm. Diese Mazerale werden von Stach et al. (1982) zu den "faunal relicts" gestellt. Es erscheint hingegen sinnvoll, sie als Überlieferung der marinen Lebewelt dem Alginit zuzuordnen. Alginit im Sinne von Stach et al. (1982) als Mazeral limnischer oder mariner Algenkörper (z.B. *Botryococcus*, *Pila* oder *Reinschia* in paläozoischen Boghead-Kohlen oder *Tasmanales* im Posidonienschiefer) wird in den Sedimenten nicht gefunden. Sie wurden jedoch in wenigen der untersuchten Kohleklasten (> 500 µm) als Mazeral fest-

gestellt (siehe Abschnitt 5.3). Dinoflagellatenzysten treten in allen Oberflächensedimenten verstärkt auf.

- I- 2. *Liptodetrinit- autochthon*: Fluoreszierende, nicht weiter zu klassifizierende organische Partikel $< 10 \mu\text{m}$ Kornlänge. Die Fluoreszenzfarbe ist weiß bis gelb, so daß eine Abtrennung zwischen autochthoner oder allochthoner Herkunft besonders bei dunkel fluoreszierenden Liptinitbruchstücken oftmals nicht möglich ist. Alle nicht eindeutig allochthonen Liptodetrinite (s.u.) wurden dem marinen Liptodetrinit zugezählt, so daß diese Mazeralgruppe immer einen nicht quantifizierbaren allochthonen Anteil beinhaltet. In Proben mit erhöhtem Eintrag von aufgearbeitetem OM (glaziale und deglaziale Proben) ist demnach mit einer stärkeren Überschätzung des autochthonen Anteils als bei Oberflächenproben zu rechnen. Autochthoner Liptodetrinit tritt in allen Sedimenten, verstärkt jedoch in Oberflächensedimenten, auf.

II. Allochthone Mazerale

- II- 1. *Huminit/Vitrinit*: Charakterisierung entsprechend Stach et al. (1982) als terrigenes Mazeral $> 10 \mu\text{m}$. Ausgangsmaterial ist das Lignin und die Zellulose der Zellwände höherer Landpflanzen. Huminit ist die thermisch weniger reife Variante des Vitrinit, welcher an seiner dunkelgrauen bis dunkelbraunen Reflexion ($< 0,4 \%R_m$) im Weißauflicht von dem grauen Vitrinit zu unterscheiden ist. Huminite können vereinzelt undeutlich bräunlich fluoreszieren. Sie treten in allen untersuchten Sedimenten mit unterschiedlicher Häufigkeit auf.
- II- 2. *Humo/Vitro-Detrinit*: Bruchstücke von Huminiten/Vitriniten $< 10 \mu\text{m}$ Kornlänge. Sie kommen in allen untersuchten Sedimenten vor.
- II- 3. *Inertinit*: Charakterisierung entsprechend Stach et al. (1982) als hellgrau reflektierendes Mazeral $> 10 \mu\text{m}$ Kornlänge ($> 0,7 \%R_m$) meist terrigenen Ursprungs. Da charakteristische optische Merkmale, wie z.B. Bogenstrukturen, an den Inertiniten im Sediment meist fehlen, ist eine Abgrenzung zu hell reflektierenden Vitriniten oftmals schwierig. Zusätzlich treten vereinzelt Probleme bei der Trennung zwischen hochreflektierenden Inertiniten ($> 2,0 \%R_m$) und Mineralien auf. Diese Unsicherheit beeinträchtigt jedoch die Bilanzierung Allochthon gegen Autochthon nicht. Inertinite treten gehäuft in den Sedimenten interglazialer Serien auf.
- II- 4. *Inertodetrinit*: Bruchstücke von Inertiniten $< 10 \mu\text{m}$ Kornlänge. Sie treten in allen untersuchten Sedimenten auf.

II- 5. *Sporinit/Kutinit*: Charakterisierung entsprechend Stach et al. (1982) als gelb bis braun fluoreszierendes Mazeral > 10 µm terrestrischer Herkunft. Dieser Mazeraltyp wird zusammen mit erhöhten Anteilen von aufgearbeitetem OM gefunden, so daß deren Auftreten weniger auf einem Eintrag frischer Sporen oder Kutikulen durch Fluß- oder Luftfracht zur Zeit der Ablagerung des Sedimentes hinweist, sondern eher auf Umlagerungsprozesse fossiler TOC-führender Gesteine hindeutet.

II- 6. *Liptodetrinit- allochthon*: Bruchstücke von Sporiniten/Kutiniten < 10 µm Kornlänge. Sie treten häufiger in den Sedimenten glazialer und deglazialer Serien auf. Es wurden ausschließlich solche Partikel zu diesem Mazeral gezählt, die eindeutig aufgrund ihrer Form und/oder Fluoreszenzfarbe als Fragmente von Sporen/Kutikulen erkannt wurden.

III. Kohle- und Schwarzschiefer-Klasten

Organische Partikel, die aus mehr als einem Mazeraltyp aufgebaut sind. Bei Schwarzschiefern ist ein stark erhöhter Anteil an Liptiniten (fluoreszierende Mazerale, s.o.) in einer mineralischen Matrix kennzeichnend. Solche umgelagerten Bruchstücke TOC-reicher Sedimente treten verstärkt in glazialen und deglazialen Proben auf.

Herstellung der Präparate

Die Präparation unkonsolidierter Sedimente für die Auflichtmikroskopie ist aufgrund des hohen Anteils an Feinfraktion problematisch. Da der Einfluß einer HCl/HF-Behandlung insbesondere auf rezentes, labiles OM nicht bekannt ist, wurde eine chemische Vorbehandlung der Proben nicht durchgeführt.

Um ein möglichst vollständiges Eindringen des Einbettungsmittels in die mineralische Phase zu erreichen, wurde das getrocknete Sediment vorsichtig mit einem Mörser in kleine Partikel zerstoßen und wenige Gramm der Probe in einem niedrigviskosen Kunstharz (Epo-Tek) eingebettet. Nach dem Aushärten des Kunstharzes wurde die Präparateoberfläche bis 1200^{er} Korn geschliffen und anschließend schrittweise bis auf 1/4 µm poliert.

Kohle-, Schwarzschiefer- und Ton-/Siltsteinklasten der > 500 µm-Fraktion glazialer Sedimente aus dem EN, der Fram-Straße und dem östlichen Arktischen Ozean sowie einzelne Gesteinsbruchstücke aus möglichen Liefergebieten solcher Klasten, wurden für mikroskopische Untersuchungen präpariert (siehe Abschnitt 5.3 und 6.3). Schwierigkeiten bei der Endpolitur der Präparate traten vereinzelt an schwach verfestigten Schwarzschiefern und Ton-/

Siltsteinen auf, so daß eine gewisse Streuung der Meßwerte bei der Bestimmung der thermischen Reife festgestellt wurde.

Auszählen der Präparate und Berechnung autochthoner Gewichtsanteile am TOC

Mikroskopische Untersuchungen wurden an einem Zeiss Axiphot mit UV- und Weißauflicht bei 1000-facher Vergrößerung unter Öl durchgeführt.

Die GKG-Proben aller Kerne wurden am Gesamtsediment mikroskopiert, um marine, möglicherweise aggregierte fluoreszierende Partikel, sowie eventuell vorhandenes submikroskopisches OM im Bereich der Sedimentoberfläche zu erfassen. Aufgrund der sehr hohen Anteile primär fragmentierter organischer Partikel (z.T. über 95 Korn%) in den Sedimenten der Kastenlote wurde die $< 63 \mu\text{m}$ -Fraktion für mikroskopische Untersuchungen ausgewählt. Insgesamt ist, bedingt durch die geringen Korngrößen, von einer nahezu einheitlichen Dichte aller organischen Partikel auszugehen, so daß eine Dichtekorrektur bei der anschließenden Berechnung der prozentualen autochthonen und allochthonen Gewichtsanteile (s.u.) nicht notwendig erschien. Marine Organismen zeigen in der heutigen Wassersäule fast ausschließlich Größen $< 63 \mu\text{m}$, so daß insbesondere bei der intensiven Fragmentierung des OM bei seiner Ablagerung eine verlässliche Erfassung des autochthonen Anteils gewährleistet ist. Entsprechend der Häufigkeit der organischen Partikel wurden zwischen 100 (bei TOC-armen Proben) bis 500 (bei TOC-reicheren Proben) Punkte im Gesamtfeld als Kornzahl-% gezählt und anschließend auf TOC-Gewichtsanteile (%) umgerechnet (s.u.).

Mikroskopische Untersuchungen wurden an Kohle-, Schwarzschiefer- und TOC-reichen Siltsteinklasten aus der $> 500 \mu\text{m}$ -Fraktion glazialer Sedimente aus dem EN durchgeführt und typische Erscheinungsmerkmale photographisch dokumentiert. Zusätzlich bestand die Möglichkeit, TOC-führenden IRD aus Sedimenten der Fram-Straße, dem Arktischen Ozean bis 86°N und Gesteinsproben aus möglichen Liefergebieten solcher Klasten zu mikroskopieren. Vitritreflexionsmessungen wurden wie unten beschrieben an Ulminiten durchgeführt.

Die Vitritreflexion (%Rm, 546 nm) wurde an Partikeln $> 10 \mu\text{m}$ bei 400-facher Vergrößerung unter Öl gegen einen Saphir-Standard (0,597 %Rm, 546 nm) gemessen. An jedem Präparat wurden, soweit möglich, 50-100 Messungen vorgenommen. Nach Abschluß jeder Meßreihe wurde erneut der Standard zur Überprüfung des linearen Meßverhaltens der Photometereinheit gemessen.

Die Bestimmung der prozentualen Gewichtsanteile des minimalen (Alginit) bzw. maximalen (Alginit + Liptodetrinit- autochthon) autochthonen Anteils am TOC der Gesamtprobe erfolgte nach folgender Berechnung:

1) Für Gesamtsedimentproben (GKG):

$$\text{marin}_{\text{max. Korn\%}} * \text{TOC}_{\text{bulk}}/100 = \text{marin}_{\text{max. Gew.\%}}$$

entsprechend

$$\text{marin}_{\text{min. Korn\%}} * \text{TOC}_{\text{bulk}}/100 = \text{marin}_{\text{min. Gew.\%}}$$

2) Für Feinfraktionsproben (KAL):

$$\text{marin}_{\text{max. <63 } \mu\text{m Korn\%}} * \text{Anteil}_{\text{<63 } \mu\text{m}} \%/100 = \text{marin}_{\text{max. Korn\%}}$$

$$\text{marin}_{\text{max. Korn\%}} * \text{TOC}_{\text{bulk}}/100 = \text{marin}_{\text{max. Gew.\%}}$$

entsprechend

$$\text{marin}_{\text{min. <63 } \mu\text{m Korn\%}} * \text{Anteil}_{\text{<63 } \mu\text{m}} \%/100 = \text{marin}_{\text{min. Korn\%}}$$

$$\text{marin}_{\text{min. Korn\%}} * \text{TOC}_{\text{bulk}}/100 = \text{marin}_{\text{min. Gew.\%}}$$

Die Gewichtsnormierung der Mikroskopieergebnisse in der oben vorgestellten Weise setzt voraus, daß

- die im Gesamtfeld ermittelten Kornzahl-% dem Volumen-Anteil % der Mazerale entsprechen, und daß
- das sichtbare organische Material dem gemessenen TOC Gew.-% der Gesamtprobe entspricht.

Aus diesem Grund wurde an ausgewählten Proben glazialer und interglazialer Kernabschnitte neben den Mazeralen auch die mineralische Matrix gezählt. Es wurden 2000 Punkte bei 500-facher Vergrößerung unter Weiß-Auflicht und UV ermittelt. Eine nähere Diskussion der Ergebnisse erfolgt in Abschnitt 5.1.

5. Ergebnisse

5.1 Organische Petrologie an TOC-armen Sedimenten: Signifikanz und Limitierung der Analysemethode

Korrelation optischer Auszählergebnisse mit dem TOC-Gehalt der Probe - Signifikanz organisch-petrologischer Untersuchungen an Sedimenten

Die Quantifizierung autochthoner und allochthoner Anteile anhand mikroskopischer Auszählergebnisse setzt voraus, daß der gemessene TOC der Gesamtprobe dem sichtbaren OM entspricht. Gleichzeitig muß nachgewiesen werden, daß die Auszählergebnisse nach verschiedenen Verfahren (Volumen- oder Korn%-Anteile) vergleichbare Mazeralverteilungen wiedergeben. Um eine repräsentative Aussage über die Mazeralzusammensetzung machen zu können, ist eine möglichst große Anzahl organischer Partikel (mehrere 100 Punkte) zu zählen. Aufgrund der niedrigen TOC-Gehalte der Sedimente des EN bietet sich deshalb die Erfassung des OM als Korn% an. Hierbei bleibt jedoch die mineralische Phase der Probe unberücksichtigt. Im Gegensatz dazu geht beim Auszählen von Volumen% die mineralische Matrix der Probe in die Bilanzierung des OM mit ein; es werden jedoch nur sehr wenige organische Partikel gezählt (1,0 Gew.% TOC \approx 40 Mazerale bei 2000 Punkten), so daß die Mazeralverteilung nur ungenau ermittelt werden kann.

An glazialen und interglazialen Sedimenten aus verschiedenen Bereichen des EN wurden beide Auszählverfahren durchgeführt (Abb. 18). Insgesamt wird eine gute Übereinstimmung mit Abweichungen $< 25\%$ zwischen den gezählten Korn% und den Volumen% der autochthonen Mazerale festgestellt. Die Ergebnisse glazialer Sedimente streuen mit Abweichungen zwischen 2-45 % stärker als die interglazialer Proben. Es fällt auf, daß bis auf zwei Proben (23071, 89-99 cm und 17728-1, 20-21 cm) grundsätzlich die marinen Korn% höher als die entsprechenden Volumen% liegen. Da als Grundlage für die Kalkulation mariner Anteile am TOC in dieser Arbeit Korn% eingesetzt wurden, muß insgesamt von einer geringfügigen Überschätzung der gewichtsnormierten autochthonen Werte ausgegangen werden.

Der Volumenanteil organischer Partikel und der TOC-Gehalt der Probe werden aufgrund der Dichteunterschiede zwischen organischen und mineralischen Partikeln mit einem Verhältnis von 2:1 für Sedimente angegeben (Rullkötter et al. 1992). Insgesamt können aber, je nach Ausgangsmaterial und Reifestadium des OM, Werte zwischen 1,3 bis 2,0 ermittelt werden (Tab. 4). Wird ein Verhältnis von etwa 1:2 errechnet, so ist der TOC der Probe quantitativ mikroskopisch erfaßbar. Geringe Abweichungen von diesem Quotienten können auf Variationen in der mineralischen Zusammensetzung zurückgeführt werden (Rullkötter et al. 1992).

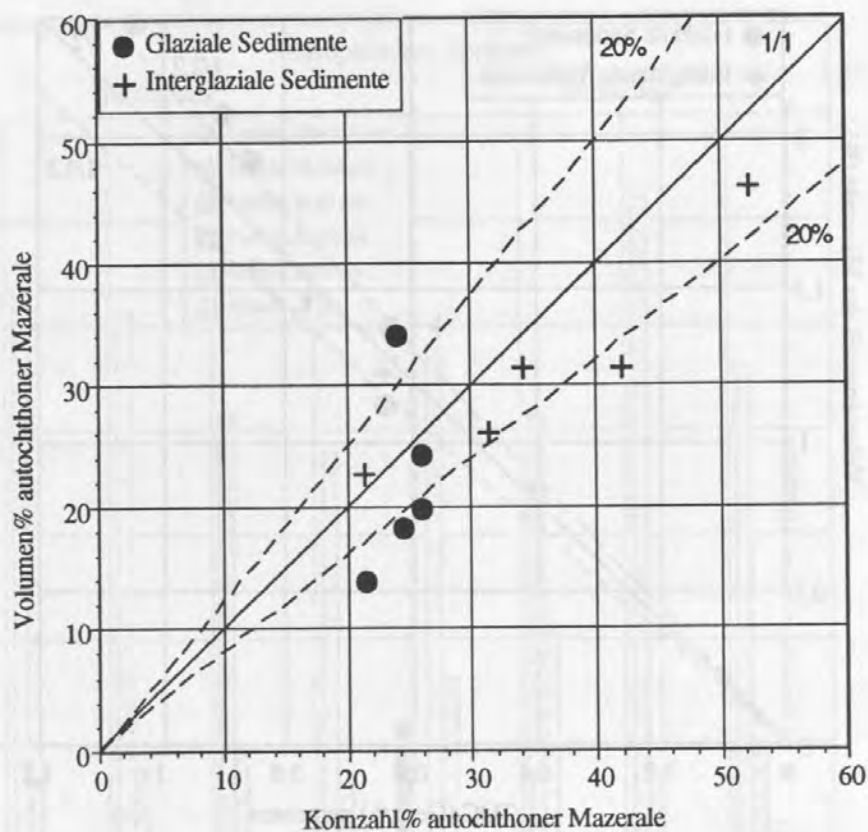


Abb. 18: Korrelation der Ergebnisse verschiedener mikroskopischer Auszählverfahren (Korn- versus Volumen %) an TOC-armen Sedimenten aus dem Europäischen Nordmeer. Autochthone Anteile am organischen Material belegen eine gute Übereinstimmung zwischen den zwei Methoden. Die insgesamt stärkere Streuung der Daten bei glazialen Sedimenten gibt einen Hinweis auf Probleme bei der exakten Trennung zwischen Liptodertinit autochthoner und allochthoner Herkunft.

Für die oben diskutierten glazialen und interglazialen Proben wurden Verhältnisse zwischen 1:1,8 bis 1:2,5 errechnet (Abb. 19). Interglaziale Sedimente weisen eine deutlich geringere Streuung der Werte als glaziale Proben auf. Für Proben mit hohen TOC-Gehalten (> 0,8 Gew.%) wurden maximale Quotienten zwischen 1: 2,2 und 1: 2,3 ermittelt.

Probe	Stadium	Faktor	Quelle
Marines OM	Rezent/Pelagial	1,8	Müller et al. 1986
Marines OM	Rezent/Pelagial	2,0	Wefer & Fischer subm.
Sediment	Diagenese	2,0	Rullkötter et al. 1992
Sediment	Diagenese	2,0	Scheidt & Littke 1989
Torf	Rezent/Subrezent	2,0	Tissot & Welte 1984
Kohle	Diagenese	1,6	Tissot & Welte 1984
Kerogen I	Diagenese	1,3	Tissot & Welte 1984
Kerogen II	Diagenese	1,3	Tissot & Welte 1984
Kerogen III	Diagenese	1,5	Tissot & Welte 1984

Tab. 4: Zusammenstellung von Faktoren zur Abschätzung des gesamten organischen Materials aus dem TOC unterschiedlicher Proben. Für Sedimentproben aus dem Europäischen Nordmeer ist ein Verhältnis von 1:2 nach Rullkötter et al. (1992) zu erwarten.

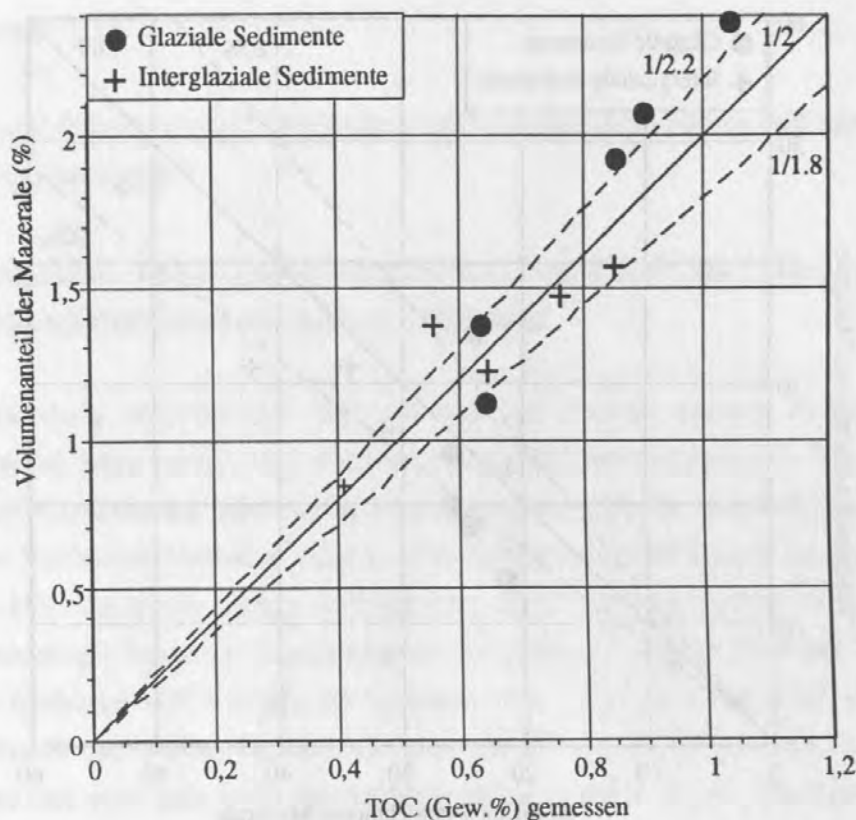


Abb. 19: Korrelation des gemessenen TOC glazialer und interglazialer Proben mit dem mikroskopisch ermittelten Volumenanteil der Mazerae (%). Nach Rullkötter et al. (1992) belegt ein Verhältnis von 1:2, daß der geochemisch bestimmte TOC im lichtmikroskopisch sichtbaren Bereich liegt, die Mazeralanalyse also den gesamten organischen Kohlenstoff der Probe erfaßt. Abweichungen können auf Dichteunterschiede in der mineralischen Matrix zurückgeführt werden. Zur Quantifizierung des submikroskopischen organischen Materials siehe Tab. 5.

Bilanzierung der TOC-Fraktionsanteile zur Quantifizierung von submikroskopischem OM - Limitierung der organischen Petrologie an Sedimenten des EN

Glaziale und interglaziale Sedimente aus verschiedenen Seegebieten des EN (Grönland-See, Boreas-Becken, Island-Plateau und Norwegen-See) wurden entsprechend ihrer Korngrößen-äquivalente (bezogen auf Quarz) in sechs Fraktionen getrennt und anschließend ihr TOC-Gehalt bestimmt und gewichtsnormiert. Die Verteilung der TOC-Anteile in den Fraktionen (TOC_F), bezogen auf den TOC der Gesamtprobe (TOC_G), ist in Abb. 20 dargestellt.

In oberflächennahen Proben wurde eine Dominanz des TOC-Anteils in der $< 2 \mu\text{m}$ -Fraktion ($\text{TOC}_{F(<2)}$) mit 50-72 % des TOC_G festgestellt. Ausnahme bildet die Probe 17728-1 (0-1 cm), die durch $\text{TOC}_{F(<2)}$ -Anteile zwischen 40-55 % des TOC_G gekennzeichnet ist. Für die größeren Kornfraktionen (2-125 μm) wurden kontinuierlich abnehmende TOC_F -Anteile, bezogen auf den TOC_G , ermittelt. Deutliche Unterschiede treten jedoch bei den $\text{TOC}_{F(125-2000)}$ -Anteilen zwischen den Sedimenten aus dem nördlichen (17728, 21906) und denen aus dem südlichen EN (23071, 23352) auf.

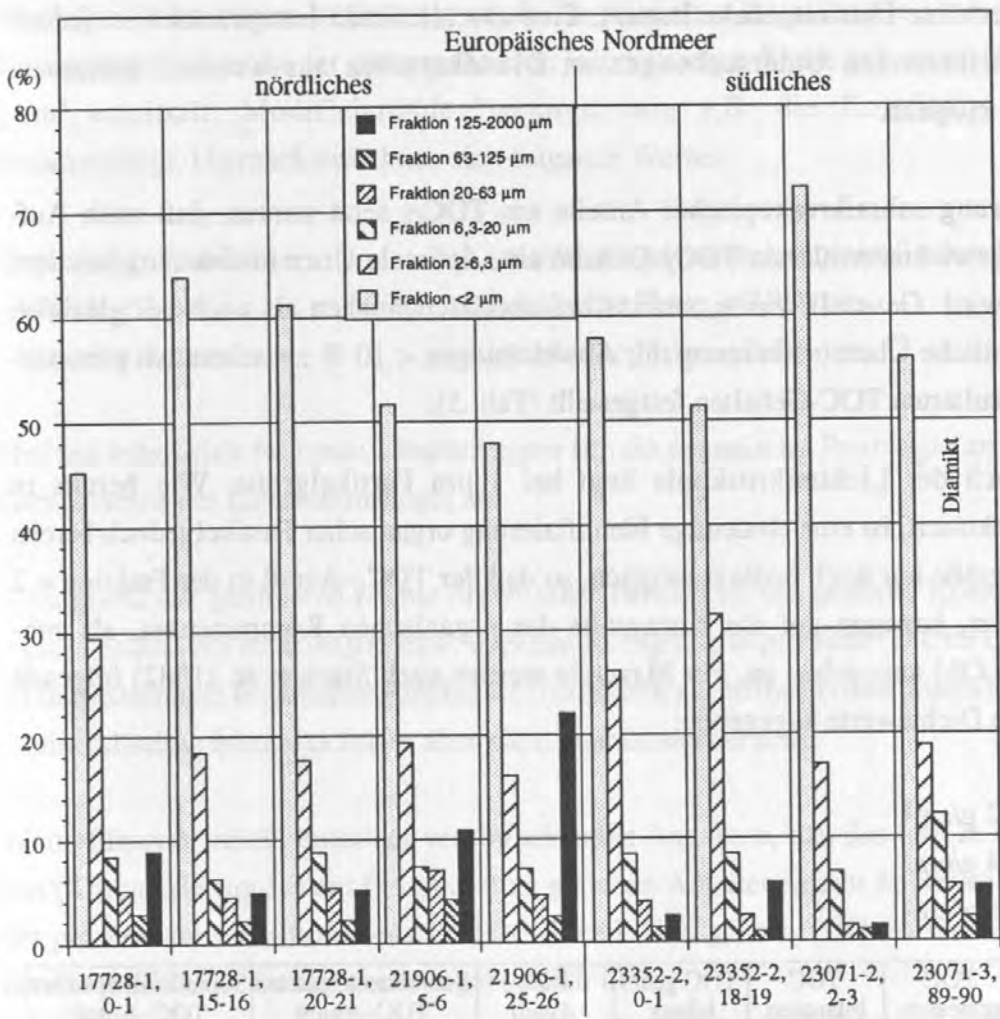


Abb. 20: Relative prozentuale Verteilung der TOC-Gesamtsedimentgehalte in den Fraktionen <2 µm, 2-6 µm, 6-20 µm, 20-63 µm, 63-125 µm und 125-2000 µm glazialer und interglazialer Sedimente aus dem nördlichen und südlichen Europäischen Nordmeer. Deutlich erhöhte TOC-Anteile in der Fraktion 125-2000 µm in den Proben der Kerne 17728 (0-1 cm) und 21906 (5-6, 25-26 cm) weisen auf rezenten wie auch fossilen IRD-Eintrag im Einflußbereich des zeitweise eisbedeckten Ostgrönland-Stroms hin.

Während sowohl interglaziale als auch glaziale Sedimente der Kerne 23071 und 23352 durch geringe $TOC_{F(125-2000)}$ -Anteile $< 5 \%$ des TOC_G gekennzeichnet sind, treten in den Sedimenten der Kerne 17728 und 21906 z.T. erhöhte Werte zwischen 5-22 % des TOC_G auf. Dieser Befund zeichnet deutlich den Einfluß glaziomariner Sedimentationsprozesse für den nördlichsten Teil des EN, sowohl während des letzten Glazials (21906, 25-26 cm) als auch des Holozäns (21906, 5-6 cm), nach. Demgegenüber dokumentieren die Sedimente der südlich gelegenen Kerne eisfreie Oberflächenwassermassen, in denen ein IRD-Eintrag zumindest während des Holozäns nicht stattfand. Der niedrige $TOC_{F(125-2000)}$ -Anteil von 5,2 % des TOC_G in der Probe 23071, 89-99 cm (Diamikt) gibt einen Hinweis auf erhöhte Einträge von Schmelzwassersuspension während deglazialer Klimaphasen vom Schelf bis auf das äußere Vøring-Plateau, so daß es zu einer Verdünnung des IRD-eingetragenen, allochtho-

nen OM durch erhöhte Detrinitgehalte kommt. Eine abschließende Interpretation ist jedoch erst nach weiterführenden Untersuchungen an Diamiktproben aus westlich gelegenen Sedimentkernen möglich.

Die Quantifizierung submikroskopischer Anteile am TOC_G setzt voraus, daß nach Aufsummieren der gewichtsnormierten TOC_F -Gehalte eine optimale Übereinstimmung mit dem TOC_G erreicht wird. Generell wurde, sowohl bei oberflächennahen als auch bei glazialen Proben, eine deutliche Übereinstimmung mit Abweichungen $< 10\%$ zwischen den gemessenen und den kalkulierten TOC-Gehalten festgestellt (Tab. 5).

Der Grenzbereich der Lichtmikroskopie liegt bei $1\ \mu\text{m}$ Partikelgröße. Wie bereits in Abschnitt 4.5 diskutiert, ist eine eindeutige Identifizierung organischer Partikel jedoch bereits $< 2\ \mu\text{m}$ Partikelgröße nur noch bedingt möglich, so daß der TOC_F -Anteil in der Fraktion $< 2\ \mu\text{m}$ bzw. $< 1\ \mu\text{m}$, bezogen auf die Korngröße der organischen Komponenten, als submikroskopisches OM anzugeben ist. Für Mazerale werden nach Stach et al. (1982) folgende durchschnittliche Dichtewerte angegeben:

- Liptinit $1,2\ \text{g/cm}^3$
- Vitrinit $1,4\ \text{g/cm}^3$
- Inertinit $1,6\ \text{g/cm}^3$

Probe	TOC gemessen	TOC bilanziert	TOC gem./ bilanz.	TOC- Anteil	Submikroskopischer TOC- Anteil	Submikroskopischer TOC- Anteil
Teufe				Fraktion $< 2\ \mu\text{m}$	$2\ \mu\text{m}$ Vitrinit \approx $< 0,99\ \mu\text{m}$ miner. Phase	$1\ \mu\text{m}$ Vitrinit \approx $< 0,49\ \mu\text{m}$ miner. Phase
(cm)	Gew. %	Gew. %	%	Gew. %	Gew. %	Gew. %
23071-2, 2-3	0,94	1,29	37	72,24	35,63	17,81
23071-3, 89-99	0,75	0,74	1	55,94	27,59	13,79
23352-2, 0-1	0,62	0,68	10	57,89	28,55	14,27
23352-2, 18-19	0,39	0,39	1	51,35	25,33	12,66
21906-1, 5-6	0,32	0,42	30	51,62	25,46	12,72
21906-1, 25-26	0,20	0,23	14	74,91	36,95	18,47
17728-1, 0-1	0,62	0,69	10	45,28	22,34	11,16
17728-1, 15-16	0,28	0,30	7	63,91	31,52	15,75
17728-1, 20-21	0,46	0,46	0	61,17	30,17	15,08

Tab. 5: Bilanzierung von TOC-Fraktionsanteilen zur Quantifizierung von submikroskopischem organischem Material in glazialen und interglazialen Sedimenten aus dem Europäischen Nordmeer. Voraussetzung ist eine optimale Übereinstimmung zwischen gemessenen und errechneten TOC-Gehalten. Entsprechend der geringeren Dichte von Vitrinit ($1,4\ \text{g/cm}^3$) wurden für $1\ \mu\text{m}$ und $2\ \mu\text{m}$ große Vitrinite Korngrößenäquivalente der mineralischen Phase (Dichte Quarz) nach Stokes ermittelt und anschließend der prozentuale submikroskopische Anteil am Gesamt-TOC der Proben kalkuliert. Werte zwischen 18,5-11,2 % ($1\ \mu\text{m}$ Vitrinit) belegen, daß mit Abstand der größte Teil des organischen Materials lichtmikroskopisch sichtbar vorliegt.

Nach der Stokes'schen Beziehung wurde für Vitrit $< 2 \mu\text{m}$ und $< 1 \mu\text{m}$ Kornlänge das Korngrößenäquivalent der entsprechenden mineralischen Phase mit einer Dichte von $2,65 \text{ g/cm}^3$ ermittelt. Modifizierende Faktoren, wie z.B. die Kornform, wurden nicht berücksichtigt. Hiernach errechnen sich folgende Werte:

Organischer Partikel:	Korngrößenäquivalent der mineralischen Phase:
- Vitrit $< 2 \mu\text{m}$	mineralische Phase $< 0,989 \mu\text{m}$
- Vitrit $< 1 \mu\text{m}$	mineralische Phase $< 0,493 \mu\text{m}$

Hieraus leiten sich folgende Limitierungen für die organische Petrologie an Sedimenten im Grenzbereich der Lichtmikroskopie ab:

- Aufgrund der geringeren Dichte organischer Partikel ist das gesamte Korngrößenspektrum eines Sediments bis $0,99 \mu\text{m}$ bzw. $0,49 \mu\text{m}$ Korngrößenäquivalent (Dichte Quarz) sichtbar.
- Fluoreszierende organische Partikel $< 1 \mu\text{m}$ sollten als diffuse Hintergrundfluoreszenz in der mineralischen Matrix sichtbar, aber nicht quantifizierbar sein.

Weiterführend wurde, unter der vereinfachenden Annahme, daß das OM in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ (Korngrößenäquivalent für Quarz) zu gleichen Anteilen in den Subfraktionen verteilt ist, der prozentuale submikroskopische TOC-Anteil (TOC_{SF}) am TOC der Gesamtproben TOC_{G} errechnet (Tab. 5). Entsprechend ergeben sich für

Vitrit $< 2 \mu\text{m}$	37-28 % submikroskopisches OM, und für
Vitrit $< 1 \mu\text{m}$	18-14 % submikroskopisches OM

bezogen auf den TOC der Gesamtprobe. Da keine Hintergrundfluoreszenz festgestellt wurde, ist davon auszugehen, daß der submikroskopische TOC-Anteil in den Sedimenten des EN vitritischen oder inertinitischen Ursprungs ist.

5.2 Mineral-Matrix-Effekte in unreifen feinklastischen Sedimenten

Im Gegensatz zur Mikroskopie, die eine differenzierte Betrachtung der organischen Einzelkomponenten ermöglicht, liefern geochemische Analyseverfahren, wie z.B. die Rock-Eval Pyrolyse, einen Summenparameter, der für marine Sedimente immer ein Mischsignal darstellt. Um eine verlässliche Interpretation der Rock-Eval Daten zu gewährleisten, muß ein signifikanter Einfluß von Mineral-Matrix-Effekten, d.h. adsorbtiv an die feinkörnige Fraktion der Sedimente gebundenes OM, ausgeschlossen werden. Solche Effekte können, insbesondere bei TOC-armen Sedimenten, sowohl zu Schwierigkeiten bei der Reproduzierbarkeit der

Daten als auch zu reduzierten Absolutwerten führen (Espitalié et al. 1980, Horsfield & Douglas 1980, Katz 1983, Espitalié et al. 1984, Peters, 1986). Ein Lösungsansatz zur quantitativen Abschätzung von Mineral-Matrix-Effekten und zur Korrektur der gemessenen Daten wird von Langford & Blanc-Valleron (1990) beschrieben. Hierbei können für Proben gleicher Fazies über die graphische Darstellung der linearen Regressionsgeraden im S₂/TOC-Diagramm, neben der Erfassung des quantitativ mineralisch gebundenen OM, zusätzliche Aussagen über den Ursprung der organischen Komponenten gemacht werden.

Probeserien aus vier organischen Faziesseinheiten (zur Einteilung der organischen Faziestypen siehe Abschnitt 5.5) wurden auf mögliche Mineral-Matrix-Effekte hin untersucht (Abb. 21). Generell wurde ein minimaler Anteil an adsorbtiv gebundenem OM für die Faziestypen II-1 (vitrinitdominiertes OM), II-2 (inertinitdominiertes OM) und III-1 (Dominanz von thermisch reifem OM) festgestellt. Nach Langford & Blanc-Valleron (1990) zeigt der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der horizontalen Achse den Anteil am TOC der Probe, der mineralisch gebunden vorliegt. Dieser "Schwellenwert" muß bei der Pyrolyse erst überschritten werden, bevor KW aus der Probe als Pyrolysat freigesetzt und am FID als S₂ detektiert werden. Nach Korrektur des gemessenen TOC einer Probe um den ermittelten TOC-"Schwellenwert" ist eine Neuberechnung des HI möglich, der dann entsprechend zu höheren Werten verändert wird.

Für die organischen Faziestypen II-1, II-2 und III-1 wurden Schnittpunkte mit der X-Achse bei 0,01, 0,02 und 0,00 mgTOC/gSed (entsprechen 0,001, 0,002 bzw. 0,0 Gew.% TOC) ermittelt. Diese minimalen Werte belegen, daß eine Korrektur der Rock-Eval Daten nicht notwendig ist, da adsorbtiv gebundenes OM einen vernachlässigbar kleinen Einfluß hat.

Einen deutlich anderen Verlauf zeigt die Regressionsgerade der Oberflächenproben (Abb. 21). Ihr Schnittpunkt mit der X-Achse wurde mit 3,3 mgTOC/gSed (0,33 Gew.% TOC) errechnet. Dieser TOC-"Schwellenwert" entspricht zwischen 37 % und 65 % des TOC_G der Proben. Dieser Befund läßt sich in zweierlei Weise interpretieren:

- (1) Wird das gesamte OM der Oberflächenprobe bei der Pyrolyse als KW freigesetzt, muß von einem signifikanten Mineral-Matrix Effekt ausgegangen werden, der eine Korrektur der errechneten HI-Werte aus den Originaldaten erforderlich macht. Neuberechnete HI liegen entsprechend um 37-65 % höher als die ursprünglich berechneten Werte (Tab. 6). Die Interpretation der korrigierten HI würde den, bereits durch andere Methoden angezeigten, dominant marinen Charakter des OM an der Sedimentoberfläche noch stärker unterstreichen, als es bereits durch die unkorrigierten HI belegt wird.

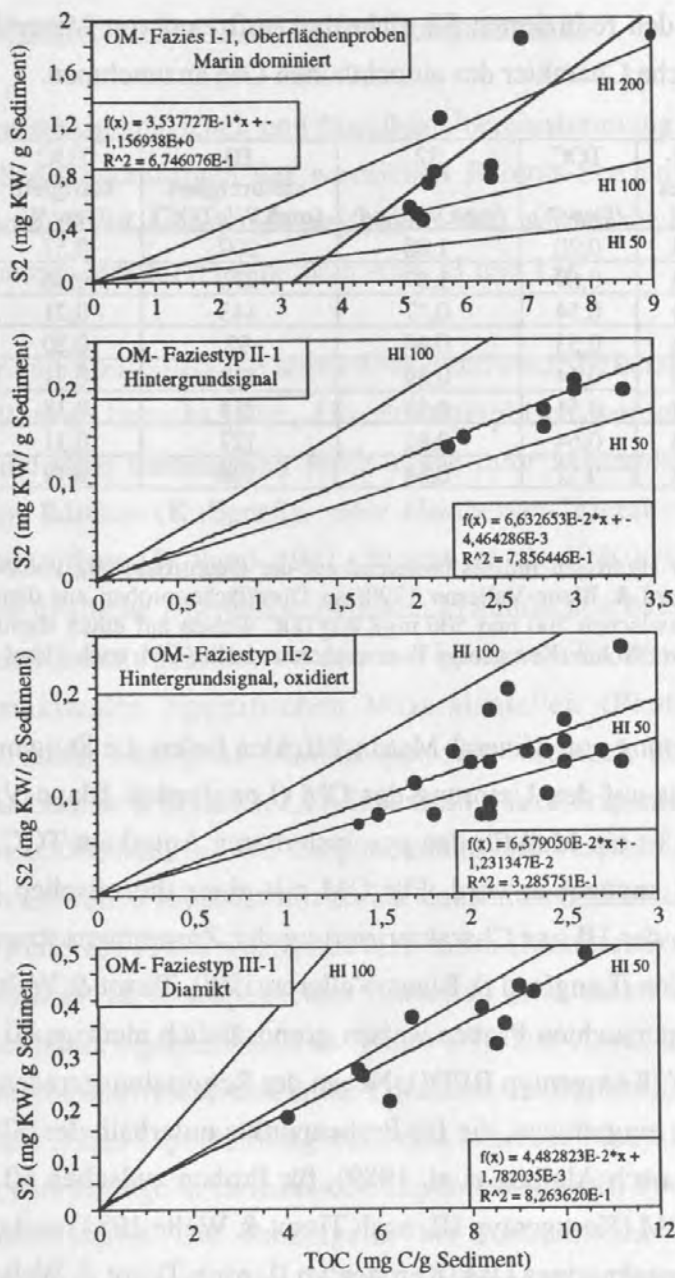


Abb. 21: Abschätzung von Mineral-Matrix-Effekten in glazialen und interglazialen Sedimenten (nach Langford & Blanc-Valleron 1990). Der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der X-Achse gibt den adsorbtiv gebundenen TOC-Anteil an. Insgesamt ist, bis auf Oberflächenproben (siehe Diskussion im Text), für Serien verschiedener organischer Faziestypen ein sehr geringer Mineral-Matrix-Effekt belegt, so daß keine signifikante Beeinflussung der Analysedaten zu erwarten sind.

- (2) Die Biomasse von rezentem marinen OM ist zu über 50 % aus Proteinen aufgebaut (Romankevich 1990), die bei der Pyrolyse neben KW vermutlich auch andere Pyrolysate generieren, welche jedoch vom FID nicht erkannt und detektiert werden. Der gemessene S2 der Probe repräsentiert demnach nur einen Teil des ursprünglichen OM der Probe. Dieser Interpretation folgend, erscheint auch hier eine Neuberechnung des HI notwendig, jedoch

ist als Ursache für den reduzierten S2 nicht das Auftreten von Mineral-Matrix-Effekten, sondern der chemische Charakter des autochthonen OM anzunehmen.

Probe (cm)	OM- Fazies	TOC (Gew%)	S2 (mgKW/gSed)	HI unkorrigiert (mgKW/gTOC)	TOC korrigiert (Gew.%)	HI korrigiert (mgKW/gTOC)
23071-2, 2-3	I - 1	0,90	1,88	209	0,57	330
23071-2, 7-8	I - 1	0,69	1,87	271	0,36	519
23065-1, 0-1	I - 1	0,54	0,77	143	0,21	367
23065-1, 2-3	I - 1	0,53	0,49	92	0,20	245
23352-1, 0-1	I - 1	0,64	0,89	139	0,31	287
23352-1, 3-4	I - 1	0,51	0,58	114	0,18	322
23342-1, 0-1	I - 1	0,64	0,81	127	0,31	261
23342-1, 9-10	I - 1	0,52	0,54	104	0,19	284

Tab. 6: Korrektur der Hydrogen Indizes basierend auf der Quantifizierung von Mineral-Matrix-Effekten (nach Langford & Blanc-Valleron 1990) an Oberflächenproben aus dem Europäischen Nordmeer. HI-Werte zwischen 200 und 500 mgKW/gTOC weisen auf einen signifikant erhöhten autochthonen Anteil am OM hin (Kerogentyp II, marin/terrestrisches OM, nach Tissot & Welte 1984).

Neben der Quantifizierung von Mineral-Matrix-Effekten liefert die Steigung der Regressionsgeraden einen Hinweis auf den Ursprung des OM (Langford & Blanc-Valleron 1990). Die Steigung der Geraden ist ein Maß für den pyrolysierbaren Anteil am TOC, der bei der Rock-Eval Pyrolyse als HI angegeben wird. Für OM mit einer thermischen Reife $< 0,6$ %Rm Vitrinitreflexion kann der HI zur Charakterisierung der Zusammensetzung der organischen Substanz genutzt werden (Langford & Blanc-Valleron 1990, Tissot & Welte 1984; siehe auch Abschnitt 4.3). Die untersuchten Proben weisen grundsätzlich niedrige HI-Werte meist unter 100 mgKW/gTOC auf (Kerogentyp III/IV). Neben der Regressionsgeraden sind Isolinien entsprechender HI-Werte eingetragen, die für Probenpunkte unterhalb der 50'er Linie oxidiertes OM (Kerogentyp IV, nach Alajbeg et al. 1989), für Proben zwischen 50 und 200 gemischt oxidiertes/terrigenes OM (Kerogentyp III, nach Tissot & Welte 1984) und oberhalb der 200'er Linie gemischt terrigenes/marines OM (Kerogentyp II, nach Tissot & Welte 1984) anzeigen.

5.3 Kohlepetrologische und isotopenchemische Untersuchungen an IRD $> 500 \mu\text{m}$ sowie an Probenmaterial aus potentiellen Liefergebieten solcher Klasten

Zur Klärung möglicher Liefergebiete wurden mikroskopische und geochemische Analysen an *in situ* Proben aus Nord-Norwegen, der westlichen Barents-See, sowie an Probenmaterial von zwei Lokalitäten aus den arktischen Schelfgebieten durchgeführt. Ergänzend wurde TOC-führender IRD ($< 500 \mu\text{m}$) aus glazialen Sedimenten des EN, der Fram-Straße und dem östlichen Nordpolarmeer untersucht. Zur geographischen Position der Probenpunkte siehe Abb. 10. Eine detaillierte Zusammenstellung der Ergebnisse befindet sich im Datenanhang III, Appendix.

Andøya und westliche Barents-See (Abb. 10, Positionen 5 und 6)

Aufgrund der engen stratigraphischen und faziellen Übereinstimmung oberjurassischer und unterkretazischer Sedimentabfolgen der westlichen Barents-See und der weiter südlich anstehenden Vorkommen auf Andøya (Bjørøy et al. 1980) werden die Ergebnisse im folgenden Abschnitt zusammen diskutiert (siehe auch Abb. 11 und 13):

1. Dunkle Schiefer und Ton-/Siltsteine wurden während einer Exkursion 1990 auf Andøya, im Gebiet um Råmsa, beprobt (Abb. 13). Stratigraphisch werden diese TOC-reichen Gesteine aufgrund ihrer thermischen Reife sowie ihrer Mazeralzusammensetzung der unterjurassischen Råmsa- (Kullgrøfta- oder Hestberget-"Member") und der Nybrua-"Formation" zugeordnet (Dalland 1981, Bjørøy et al. 1980). Die mikroskopischen Analysen belegen deutliche Übergänge zwischen a) humischen Bändern, welche fast ausschließlich durch Huminit gebildet werden und b) sapropelischen Bereichen (Schwarzschiefer) mit maximalen liptinitischen Mazeralanteilen (Phototafel I). Humische Abschnitte sind durch homogene Ulminitlagen mit vereinzelt eingeschalteten großen Kutikulen charakterisiert (Photo I.1, I.2). Innerhalb dieser Sequenzen wechseln Ulminitbänder mit Attrinit/Densinit, in dem Corpohuminit und vereinzelt kleine Inertinite mit Bogenstrukturen auftreten. Liptodetrinit ist auf densinitische Einschaltungen beschränkt. Die thermische Reife der Probe wurde mit 0,39 %Rm (Mattbraunkohle) gemessen (siehe Abb. 22). Übergänge zu sapropelischen Einheiten sind durch zunehmend schmaler werdende Ulminitbänder gekennzeichnet (Photo I.3). Der Anteil an Liptodetrinit in der Matrix nimmt in huminitfreien Abschnitten deutlich zu. Sapropelische Bereiche zeigen aufgrund ihres sehr hohen Liptodetrinitgehalts eine intensive Matrixfluoreszenz (Photo I.4, I.5). Schichtparallel eingelegte terrestrische Liptinite (Kutinit, Sporinit) und z.T. große Resinitkörper dominieren. Die dunkelgelbe bis dunkelbraune Fluoreszenzfarbe der Liptinite weist auf eine diagenetische Reifung der Proben hin. Humodetrinit und mineralische Anteile, wie z.B. framboidaler Pyrit, wurden nur untergeordnet festgestellt. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ wurde für humische Bereiche bei einem TOC-Gehalt von 49,9 Gew.% TOC mit -25,0 bis -25,2 ‰PDB gemessen. TOC-ärmere Proben (0,4-0,6 Gew. %) sind dagegen durch ein auffällig schweres Isotopensignal von -22,5 ‰PDB gekennzeichnet (Tab. 7).

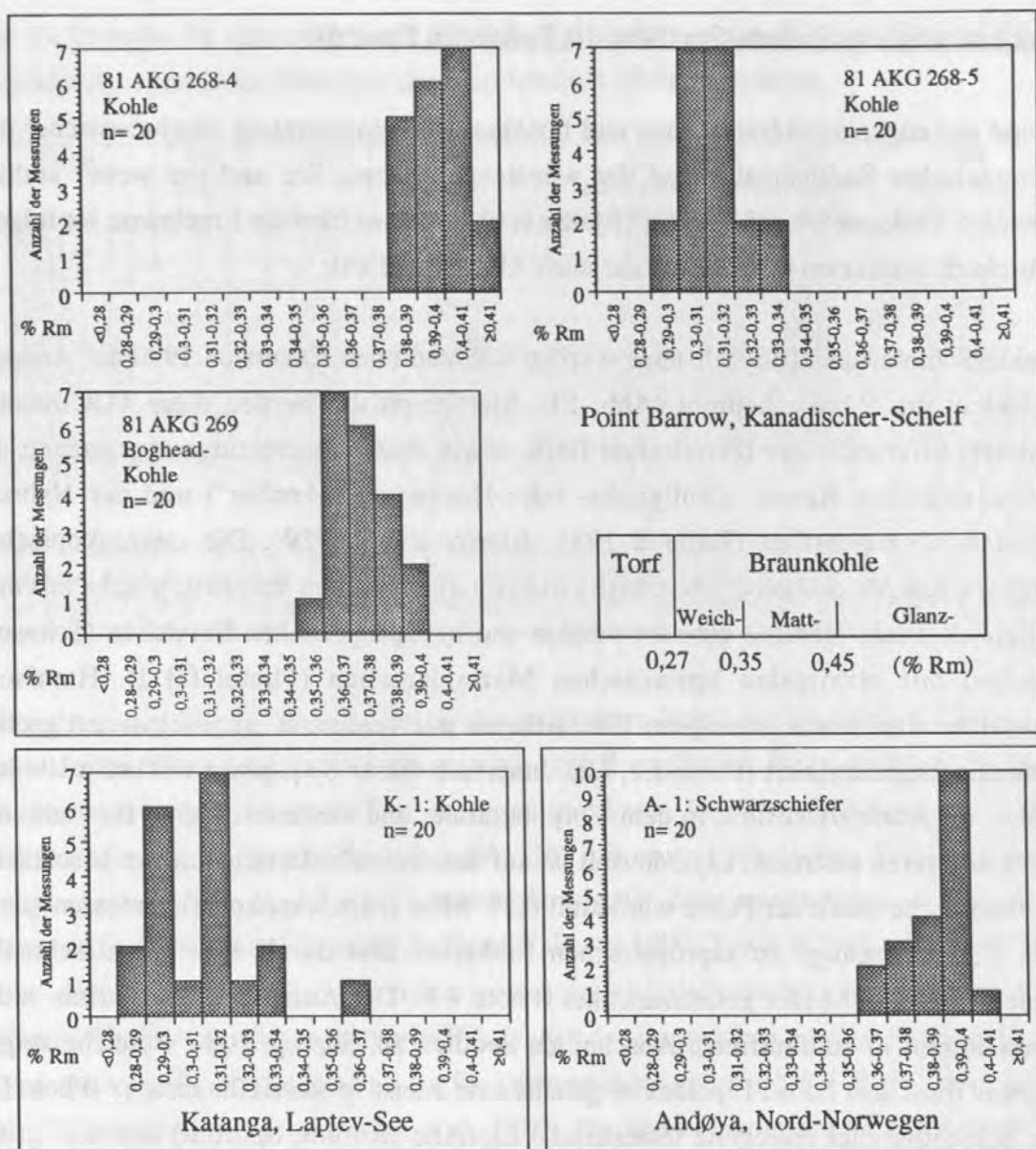


Abb. 22: Histogramme der gemessenen Vitritreflexionen (%Rm) von Kohlen und Schwarzschiefern aus dem zirkum-arktischen Raum und von Andøya, Vesterålen. Die thermische Reife aller Proben liegt einheitlich im Bereich Weich/Mattbraunkohle (Einteilung nach Stach et al. 1982).

- Während der Meteor-Reise 21/4 (1992) wurden TOC-führende dunkle Gesteinsbruchstücke entlang einer Traverse östlich der Bären-Insel vom Leirdjupet (330 m Wassertiefe) bis auf die Spitzbergenbank (50 m Wassertiefe) aus Backengreiferproben entnommen und untersucht. Stratigraphisch werden die Klasten aufgrund der palynologischen Zusammensetzung der oberjurassischen bis unterkretazischen Janusfjellet-"Formation" zugeordnet (Bjørøy & Vigran 1980). Generell sind die Proben als TOC-reiche bis TOC-arme Siltsteine mit TOC-Gehalten zwischen 9,6 und 0,1 Gew.% anzusprechen (Tab. 7). Gekennzeichnet sind sie durch unterschiedliche Anteile an isolierten Vitriten mit schwankendem Liptinitgehalt (Phototafel II). Eingelagerte Vitritbänder mit starken Verwitterungs-

erscheinungen wurden in Probe 23429-4 festgestellt (Photo II-1). Kleine Inertinite sowie framboidaler Pyrit treten in dieser Probe untergeordnet in der mineralischen Matrix auf. Liptinitodetrinit mit dunkel-oranger Fluoreszenzfarbe ist als diffuse Hintergrundfluoreszenz neben vereinzelt, randlich verwitterten Sporiniten sichtbar. In der gleichen Probe wurden kontinuierlich abnehmende Mazeralgehalte bis zu annähernd mazeralfreien Siltsteinen erkannt (Photo II-2, II-3, II-4). Hiermit ist in dieser Probe ein Übergang zwischen den TOC-reichen Schwarzschiefern von Andøya und den auf der Spitzbergenbank anstehenden TOC-führenden Siltsteinen belegt. Das sichtbare OM der Proben der Stationen 23430 bis 23433 ist durch vereinzelt auftretende Virtinite und Inertinite ohne Bogenstrukturen, die als isolierte Mazerale in der mineralischen Matrix verteilt sind, gekennzeichnet. Eine eindeutige Trennung zwischen diesen beiden Mazeraltypen ist oft nicht möglich. Framboidaler Pyrit wurde untergeordnet in fast allen untersuchten Proben festgestellt. Auffallend ist eine unterschiedlich intensive, dunkel-orange bis braune Fluoreszenzfarbe der Liptodetrinite. Insgesamt zeigen die Siltsteine mit abnehmenden Mazeralanteilen, d.h. abnehmendem TOC-Gehalt, eine hellere Gesamterscheinung unter dem Mikroskop, die bereits bei der makroskopischen Ansprache der Klasten als "heller" oder "dunkler" Siltstein zum Ausdruck kommt. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ wurde an einer Serie schwarzer und brauner Ton/Siltsteine mit leichten Werten zwischen -29,1 und -24,7 ‰PDB bei stark schwankenden TOC-Gehalten (0,5-9,6 Gew. %) gemessen (Tab. 7).

Schelfbereiche des östlichen und westlichen arktischen Ozeans

(Abb. 10, Positionen 1A und 1B)

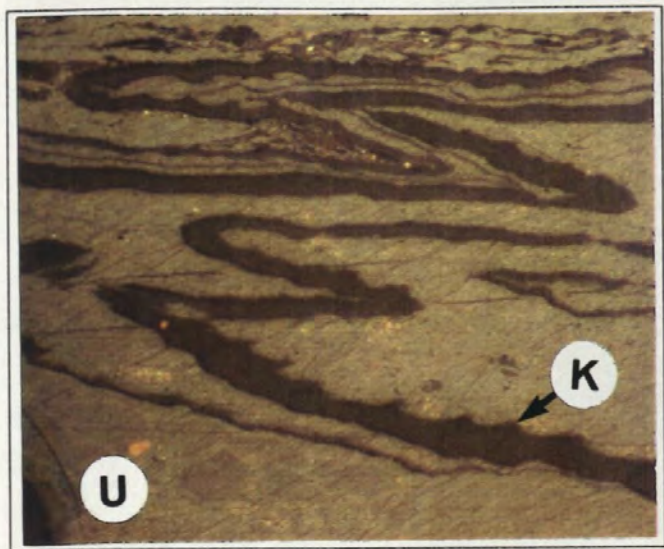
Während der Landexpedition AMEIS'91 in die Laptev-See (Sibirischer-Schelf) wurden von Mitarbeitern des GEOMAR-Forschungszentrums, Universität Kiel, an der Lokalität Katanga (102 °E, 72 °N) Kohlegerölle am Uferrand zur Durchführung kohlepetrologischer Untersuchungen beprobt. Die thermische Reife wurde mit 0,31 % Rm (Weichbraunkohle) bestimmt (Abb. 22). Insgesamt ist diese Braunkohle durch breite Vitritbänder (Eu-Ulminit) mit randlichen Übergängen zu Attrinit gekennzeichnet. Attrinitische Bereiche weisen neben hohem Anteil isolierter Inertinite (z.T. mit Oxidationsrändern) selten Corpohuminiten auf. Hell reflektierende Textinitbänder wurden zwischengeschaltet erkannt. Der Liptinitgehalt der Kohlen ist mäßig und wird hauptsächlich von grau-gelb fluoreszierenden, schichtparallel eingeregelter Sporiniten gebildet. Liptodetrinit tritt ausschließlich in attrinitischen Einheiten auf. Das $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal zeigt leichte Wert von -23,0 ‰PDB und einen TOC-Gehalt von 56,7 Gew.% (Tab. 7).

Nummer	Lokalität	Probe	TOC (Gew. %)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰ PDB)	Rm (%)	Bemerkung
23429-4	Spitzbergen-bank	dunkler Siltst.	8.4	-25.80	n.b.	vitritinführend >> helle Fluoreszenz
23429-4	Spitzbergen-bank	brauner Siltst.	0.9	-29.06	n.b.	vitritinführend << Fluoreszenz
23430-3	Spitzbergen-bank	dunkler Siltst.	9.6	-27.06	n.b.	vitritinitreich < Fluoreszenz
23430-3	Spitzbergen-bank	brauner Siltst.	0.1	-24.68	n.b.	vitritinführend << orange Fluoreszenz
23431-3	Spitzbergen-bank	dunkler Siltst.	0.7	-24.79	n.b.	vitritinführend << orange Fluoreszenz
23431-3	Spitzbergen-bank	brauner Siltst.	0.5	-24.78	n.b.	vitritinführend << orange Fluoreszenz
23432-2	Spitzbergen-bank	dunkler Siltst.	7.5	-25.70	n.b.	vitritinitreich orange Fluoreszenz
23433-2	Spitzbergen-bank	dunkler Siltst.	2.1	-25.37	n.b.	vitritinführend rot- braune Fluoreszenz
A-1	Andøya	Schwarzschiefer	49.9	-24.95	0.39	>> Fluoreszenz
A-2	Andøya	brauner Siltst.	0.4	-25.16	n.b.	
A-3	Andøya	brauner Siltst.	0.6	-22.48	n.b.	
3/AKG/268	Point Barrow, kanad. Schelf	Kohle	40.4	-25.42	0.31- 0.4	u.a. Boghead
4/AKG/269	Point Barrow, kanad. Schelf	Kohle	51.6	-25.64	0.31	u.a. Boghead
K-1	Katanga, Laptev-See	Kohle	56.7	-23.05	0.31	

Tab. 7: Zusammenstellung geochemischer und mikroskopischer Daten gemessen an Gesteinsproben potentieller Liefergebiete für TOC-führenden IRD. Zur geographischen Lage der Vorkommen siehe Abb. 10. (2)

Phototafel I: Kohlepetrologische Zusammensetzung von unterjurassischen Kohlen/Schwarzschiefern der Råmsa-"Formation" von Andøya (500-fache Vergrößerung unter Weiß- und Fluoreszenzauflicht, Öl). Dokumentiert sind humische Kohlen mit homogenen Ulminitlagen (U), in die große Kutikulen (K) und vereinzelt Liptodetrinit (LD) eingelagert sind (Photo I-1 und I-2, gleicher Bildausschnitt). Der Übergang zu sapropelischen Bereichen (Photo I-3) ist durch eine Zunahme von Attrinit/Densinit (AD) mit schmäler werdenden Ulminitbändern (U) charakterisiert. Inertodetrinit (ID) tritt untergeordnet auf. Sapropel (Photo I-4 und I-5, gleicher Bildausschnitt) zeigen aufgrund des sehr hohen Liptodetrinitgehalts (LD) eine intensive Matrix-Fluoreszenz. Schichtparallel eingeregelter Resinite (R) und Sporinite (S) bestimmen die identifizierbaren Liptinite. Attrinit/Densinit (AD) dominiert unter Weißauflicht (Photo I-5).

Phototafel II: Kohlepetrologische Zusammensetzung unterkretazischer Ton-/Siltsteine von der südlichen Spitzbergen-Bank (Leirdjupet, Station 23429-4; 500-fache Vergrößerung unter Weiß- und Fluoreszenzauflicht, Öl). Eingelagerte, teilweise stark verwitterte Vitritinitbänder (V), mit vereinzelt Inertiniten (I) deuten auf einen Übergang zu den in Phototafel I dargestellten humischen Ablagerungen hin (Photo II-1). Mittlere Gehalte an Vitritinit- (V) und Huminitbruchstücken (H), die isoliert in der mineralischen Matrix vorkommen (Photo II-2), treten z.T. mit framoidalem Pyrit (P) auf. Auffällig ist eine starke orange Hintergrundfluoreszenz (HF, Photo II-3). Annähernd TOC-freie Bereiche (Photo II-4) sind durch vereinzelt vorkommenden Vitrodetrinit (VD) bestimmt. Fluoreszierende Mazerale (Liptinite) fehlen völlig.



↑ Photo 1-1

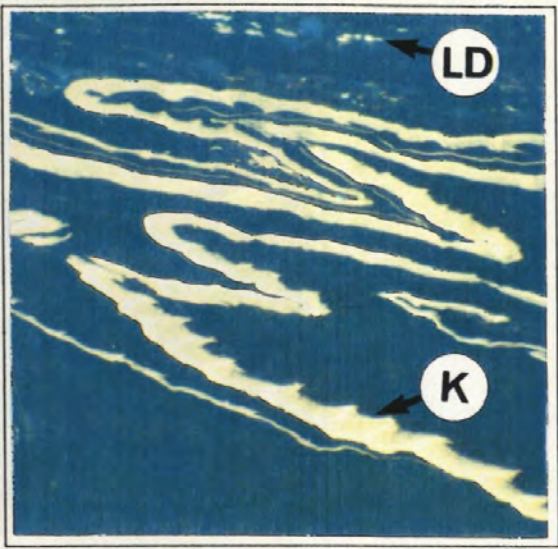
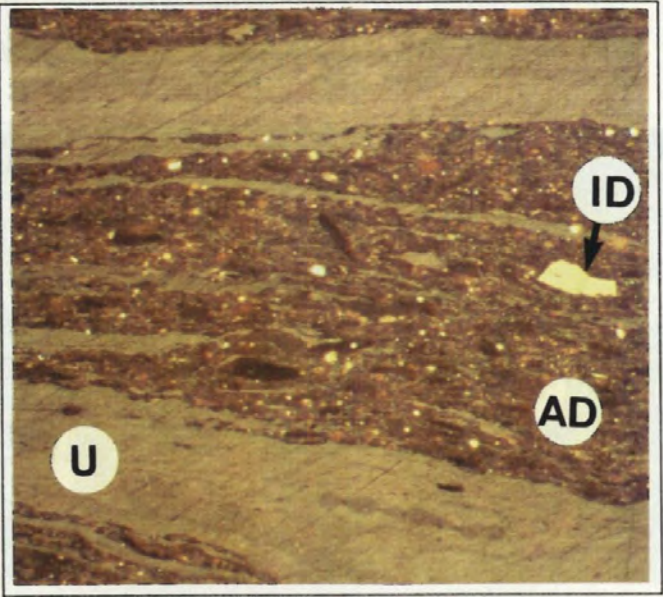


Photo 1-2 ↑

Phototafel I:
Beschreibung
siehe Seite
vorher.



← Photo 1-3

↓ Photo 1-4

Photo 1-5 ↓

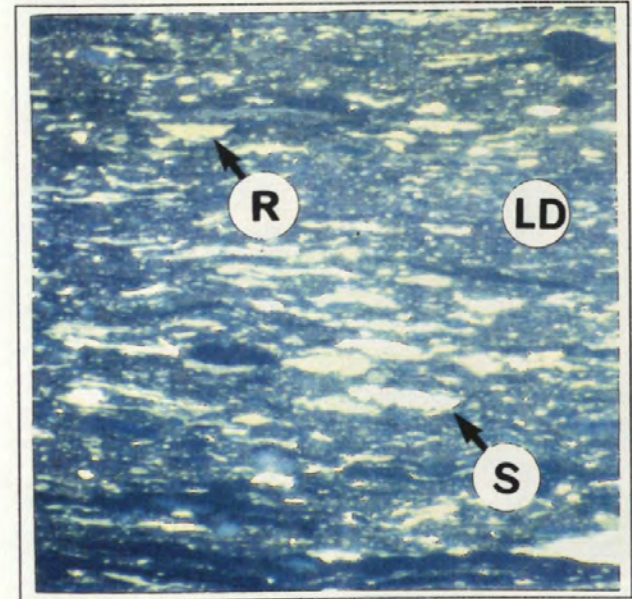
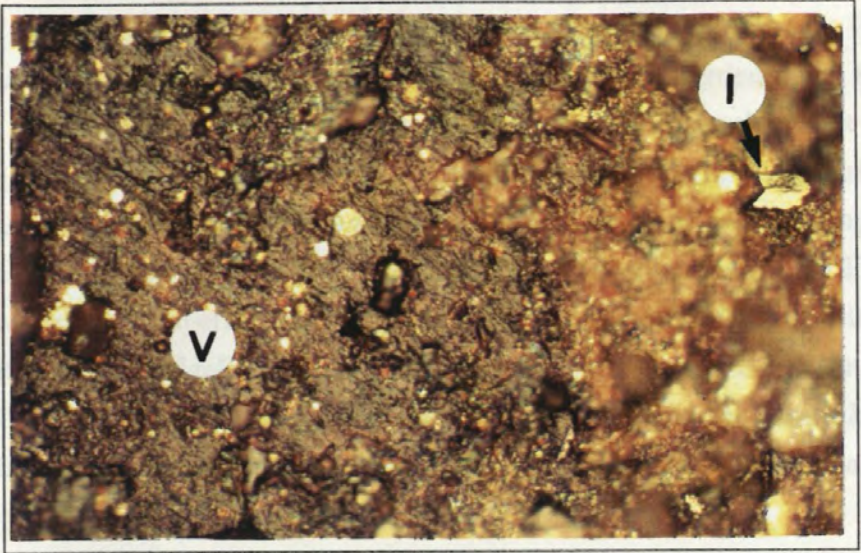


Photo II-1



Phototafel II: Beschreibung siehe vorletzte Seite.

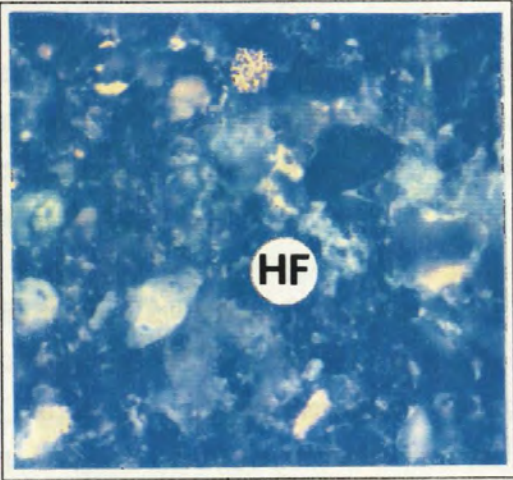
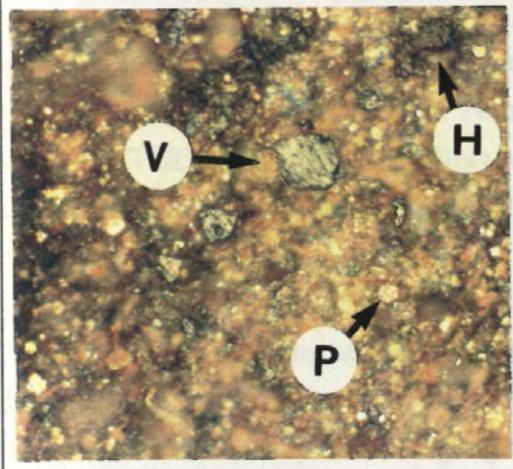


Photo II-2



Photo II-4

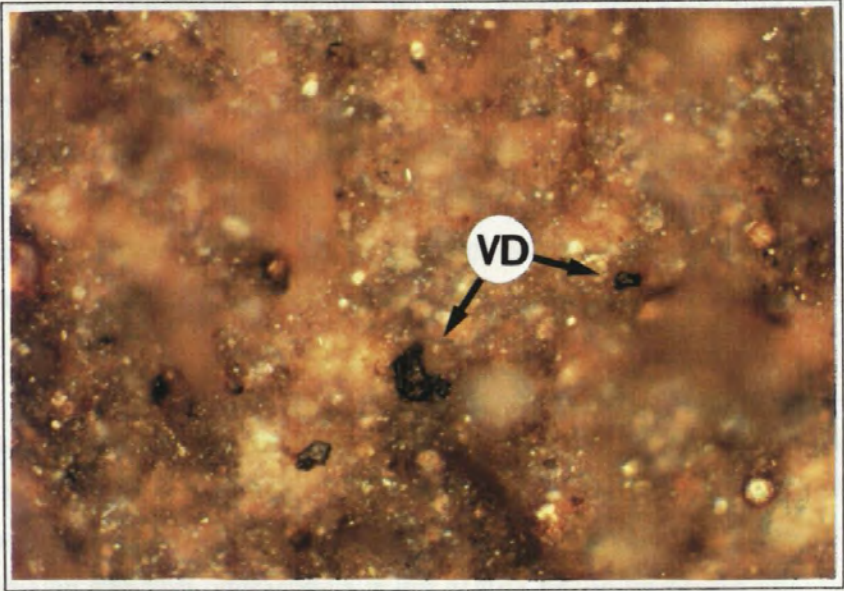


Photo II-3



Detritische Kohlepartikel aus Strandsedimenten des letzten Interglazials von Point Barrow, Nordwest-Alaska, wurden ebenfalls untersucht. Stratigraphisch werden diese Kohlen unterkretazischen Sedimentgesteinen, die entlang des kanadischen Küstenbereichs ausstreichen, zugeordnet (J. Brigham-Grette, freundl. Mitteilung). Neben Schwarzschiefern, deren Mazeralspektrum fast ausschließlich von Liptodetrinit gebildet wird, wurden Boghead-Kohlen mit einem hohen Algenanteil (Typ *Botryococcus*) erkannt. Kohlen humischer Faziesbereiche sind durch wechselnde Lagerung von Ulminit mit Densinit sowie Attrinit mit mäßigen bis hohen Gehalten an dunkelgelb bis braun fluoreszierenden Sporiniten gekennzeichnet. Die thermische Reife wurde für die Algen-Kohlen mit 0,38 %Rm und für humische Kohlen mit 0,31-0,4 %Rm (Weich-Mattbraunkohle) ermittelt (Abb. 22). Der TOC-Gehalt der Proben beträgt 52-57 Gew.%. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte liegen bei -25,5 ‰PDB (Tab. 7).

TOC-reiche IRD-Klasten (> 500 μm) in Sedimenten der Norwegischen See, Kerne 23071 und 23065 (Abb. 5 und 10)

In beiden Kernen wurden bezüglich ihre thermischen Reife und ihrer Mazeralzusammensetzung ähnliche Partikel abgelagert. Neben Braunkohle-Klasten treten Schwarzschiefer-Klasten und TOC-reiche bis TOC-führende Siltsteine mit deutlichen Übergängen in der Mazeralzusammensetzung zwischen diesen Partikeln auf.

Die thermische Reife der gemessenen Kohlen liegt zwischen 0,28-0,44 %Rm (Weich/Mattbraunkohle). Die Mazeralzusammensetzung wird durch Wechsel zwischen Ulminitbändern und Attrinit mit verschieden häufig eingelagerten Inertiniten (Semifusinit/Fusinit) und Corpohuminiten bestimmt. Übergänge zu Densinit wurden vereinzelt erkannt. Liptinite terrigenen Ursprungs (Sporinite, Kutinite und verschieden große Resinite) sowie verstärkt in attrinitischen oder densinitischen Einheiten auftretender Liptodetrinit stellen den fluoreszierenden Anteil. Die Fluoreszenzfarbe wechselt zwischen dunkelgelb bis dunkelbraun. Hinweise auf höher maturierte Kohlen fanden sich ausschließlich an zwei Partikeln des Stadiums 6 (Kern 23071), bei denen eine Vitrinitreflexion von 0,74-0,85 %Rm (Flamm/Gasflammkohle) gemessen wurde. Ob es sich bei den zwei Klasten jedoch um eine Steinkohle oder um inertinitische Bereiche der oben beschriebenen Braunkohlen handelt, kann nicht abschließend geklärt werden.

An Schwarzschieferklasten wurde eine Vitrinitreflexion von 0,18-0,32 % Rm (Torf/ Mattbraunkohle) gemessen (siehe auch Abschnitt 4.5, Präparation). Generell sind die Klasten durch eine bräunlich-rötliche Reflexion im Weißauflicht bestimmt. Vitrinite treten nur vereinzelt in schmalen Bändern oder isoliert in der Matrix neben framboidalem Pyrit auf. Parallel

zur Schichtung eingeregelt. Sporinite und Kutinite mit dunkelgelber bis brauner Fluoreszenz und hohe Detrinitanteile innerhalb der Matrix dominieren das Mazeralspektrum.

TOC-führende Siltsteine treten sowohl in den glazialen als auch vereinzelt in den interglazialen Proben der Isotopenstadien 6, 5 und 2 auf. Messungen der Vitritreflexion ergaben an zwei Klasten 0,76 %Rm (Gasflammkohle) und 2,3-5,2 %Rm (Graphit). Wechselnde Vitrit- und Inertinithäufigkeiten mit vereinzelt framboidalen Pyriten bestimmen das Erscheinungsbild der Klasten. Liptodetrinit wurde als dunkelgelbe Hintergrundfluoreszenz in der Matrix in wenigen Proben neben vereinzelt Sporiniten erkannt.

TOC-reiche IRD-Klasten (> 500 µm) in Sedimenten der Grönländischen See, Kerne 17728, 21911 und 21906 (Abb. 5 und 10)

Untersuchungen an Klasten der Fraktion > 500 µm belegen einen mehr oder weniger konstanten Eintrag von TOC-führenden Siltsteinen über die bearbeiteten Kernabschnitte. Insgesamt gelangten helle, vereinzelt inertinit- oder vitritführende, bis dunkle, vitritreiche und verstärkt pyritführende Siltsteine zur Ablagerung. Liptinitgehalte sind besonders in inertinitreichen Proben reduziert. Vereinzelt treten aber auch Bereiche mit deutlich höheren Gehalten an amorphem dunkelgelb bis orange fluoreszenzierendem OM auf. (Zur näheren mikroskopischen Beschreibung der Mazeralzusammensetzung siehe oben: Siltsteine der westlichen Barents-See).

Kohle- und Schwarzschieferklasten wurden ausschließlich in zwei glazialen Proben des Isotopenstadiums 6 in Kern 21911 (180-181 cm, 154-155 cm) als Einzelpartikel festgestellt.

TOC-reiche IRD-Klasten (> 500 µm) in Sedimenten der Fram-Straße und des östlichen Arktischen Ozeans, Kerne 21291, 21535, 21521 und 21528 (Abb. 10)

Um einen Überblick über die Art und Zusammensetzung von Kohleklasten aus den nördlich angrenzenden Seegebieten zu bekommen, wurden TOC-reiche Partikel (> 500 µm) der Isotopenstadien 6, 5 und 2 aus vier Sedimentkernen der Fram-Straße, des zentralen und des östlichen arktischen Ozeans entnommen und untersucht. Neben Kohlen wurden Schwarzschieferklasten sowie TOC-reiche Siltsteine sedimentiert. Eine deutliche Übereinstimmung, sowohl bzgl. der Mazeralzusammensetzung als auch der thermischen Reife zu den mehrere tausend Kilometer weiter südlich in der Norwegischen See abgelagerten Partikeln, fällt auf. Für Kohlen wurde eine Vitritreflexion zwischen 0,32-0,41 % Rm (Weich-Mattbraunkohle) gemessen. Schwarzschieferklasten sind durch eine thermische Reife von 0,38 %Rm (Matt-

braunkohle) gekennzeichnet. Vitrit- und inertitführende Siltsteine treten untergeordnet in allen Kernen auf.

5.4 Organischer Charakter glazialer und interglazialer Sedimente des EN

Kern 23071, Äußeres Vøring-Plateau (Abb. 23)

Aufgrund der besonders deutlichen Veränderungen organischer Parameter im Wechsel zwischen glazialen und interglazialen Kernabschnitten werden die Ergebnisse von Kern 23071 ausführlich vorgestellt. Eine vergleichende Diskussion der anderen untersuchten Kerne erfolgt im Anschluß daran. Die Daten sind im Anhang I (Appendix) zusammengestellt.

Isotopenstadien 6 und 5:

Glaziale Sedimente des Stadiums 6 zeigen sprunghaft wechselnde TOC-Gehalte von maximal 1,04 Gew.% mit TOC-Akkumulationsraten (ARTOC) von 0,06 g/cm²/ky und niedrige TOC-Werte um 0,2 Gew.% mit ARTOC von 0,01 g/cm²/ky. Graue und braune, vereinzelt foraminiferenführende terrigene Schlämme, in die im frühen Isotopenstadium 6 ein dunkler Diamikthorizont eingeschaltet ist, bestimmen die Lithologie dieses Kernabschnitts (Abb. 8). Deutlich hellere, z.T. foraminiferenreiche Sedimente überliefern dagegen während verschiedener Phasen des Isotopenstadiums 5 einen Einstrom atlantischer Wassermassen in die östliche Norwegische-See. Eine Dominanz von terrestrischem und/oder umgelagertem OM in TOC-reichen Proben wird durch die Mikroskopieergebnisse mit Vitritgehalten > 60 Korn%, Kohle- und TOC-reiche Klasten 0,2-1,0 Korn%, Inertitgehalten < 10 Korn% und autochthonen Anteilen um 30 Korn% belegt. Insgesamt fallen verstärkt vorkommende angulare bis subangulare Vitrit und Huminit > 10 µm Kornlänge auf. Geochemische Parameter bestätigen den mikroskopischen Befund. Niedrige HI von 40-50 mgKW/gTOC und Tmax-Werte zwischen 420-430 °C weisen auf thermisch reifes OM hin. Gleichfalls kennzeichnen C/N-Verhältnisse von 11-18 sowie $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zwischen -24,1 und -26,1 ‰PDB allochthones OM. Das Verteilungsmuster der gemessenen Vitritreflexionen spiegelt den mikroskopischen Befund wider (Abb. 24, E). Die bimodale Verteilung zeigt ein Maximum zwischen 0,15-0,35 %Rm (Torf-/Weichbraunkohle) für Huminit und eines bei 0,5-0,75 %Rm für Vitrit. Höher reflektierende Mazerale treten untergeordnet auf. Da der ermittelte autochthone Anteil fast ausschließlich als Liptodetrinit vorliegt, muß von einer deutlichen Überschätzung dieser Mazeralgruppe aufgrund der Problematik bei der optischen Trennung zwischen autochthonem und allochthonem Liptodetrinit ausgegangen werden (siehe Abschnitt 4.5). Eingeschaltete TOC-ärmere Sedimenthorizonte bei 140 ka und 135 ka

weisen, mit Ausnahme fallender C/N-Verhältnisse auf 7, vergleichbare geochemische Werte wie die umgebenden Proben auf.

Die Termination II (128 ka) ist durch niedrige TOC-Gehalte um 0,3 Gew.% im Sediment gekennzeichnet (Abb. 23). Auch hier bedingt terrestrisches oder umgelagertes OM den TOC-Gehalt der Proben. Geochemische Parameter zeigen vergleichbare Meßwerte wie in der älteren glazialen Sequenz. Tmax-Werte fallen zum Hangenden von 420 °C auf 400 °C ab. C/N-Verhältnisse schwanken zwischen 7 und 10. Das Isotopensignal nimmt, als Hinweis auf allochthones OM, mit Werten von -26,4 bis -24,6 ‰PDB besonders leichte Werte an. Ab etwa 131 ka setzt eine Änderung in der Mazeralzusammensetzung der Sedimente ein. Neben der relativen Zunahme von Inertiniten auf > 20 Korn% ist ein geringer, aber dennoch auffälliger Anstieg der autochthonen Mazeralanteile auf 32 Korn%, zu beobachten. Parallel hierzu treten die Vitrinitgehalte auf unter 40 Korn% zurück. Diese Änderung im Mazeralspektrum kann auch über die Verteilung der thermischen Reife in diesen Proben nachvollzogen werden (Abb. 24, C). Bereits vor der registrierbaren Änderung der Mazeralzusammensetzung bei 131 ka weist das Histogramm der Probe 710 cm, entsprechend 135 ka (Abb. 24, D), mit einer zu höheren Reflexionswerten verschobenen Verteilung der Meßwerte auf eine Verschiebung im Mazeralspektrum hin. In den jüngeren Sedimenten (Abb. 24, C) bildet sich dann eine bimodale Verteilung mit Maxima bei 0,4-0,6 und 0,9-1,0 %Rm mit zunehmenden Inertinitgehalten aus.

Eine deutliche Zunahme der TOC-Gehalte auf 0,54 Gew.% bei gleichzeitigem Anstieg der ARTOC auf 0,035 g/cm²/ky markiert den Übergang zum Isotopensubstadium 5.5.1. Die bereits ab der Termination II einsetzende Änderung in der Zusammensetzung der Mazerale dokumentiert sich in Eem-zeitlichen Sedimenten durch einen signifikanten Anstieg autochthoner Mazerale auf bis zu 43 Korn%. Dies wird durch einen erhöhten Anteil von 2,2 Korn% eindeutig identifizierbarer Alginite (Dinoflagellatenzysten) unterstützt. Zeitgleich ist eine gegenläufige Entwicklung der terrestrischen Mazeralgruppen festzustellen. Einem Rückgang vitrinitischer Anteile auf 10 Korn% steht eine Zunahme des Inertodetrinitis auf 40 Korn% gegenüber. Der Anstieg im HI von 67 auf über 100 mgKW/gTOC bei Tmax-Werten um 350 °C weist auf eine relative Zunahme mariner organischer Substanz hin. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von -24,5 und -24 ‰PDB zeigen einen Trend zu schwereren Werten im Isotopenstadium 5.

Die hangenden Sedimente des Isotopenstadiums 5 (Substadien 5.4-5.1, entsprechend 110 ka-80 ka) sind durch konstant minimale TOC-Werte von 0,3 bis 0,2 Gew.% sowie ARTOC von 0,01 g/cm²/ky bestimmt. Die Ergebnisse der Mikroskopie belegen eine Zunahme des Inertinitis auf bis zu 65 Korn%. Wie schon in den Sedimenten des Isotopensubstadiums 5.5.1 wird dieser Anteil zu einem Großteil von der detritischen Fraktion gebildet. Vitrinite und

autochthone Mazerale gehen auf 15-20 Korn% zurück. Die geochemischen Parameter sind aufgrund der geringen TOC-Gehalte der Proben nicht eindeutig zu interpretieren. Niedrige HI zwischen 60-85 mgKW/gTOC, C/N-Verhältnisse von 4-8 sowie $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zwischen -24,5 bis -23,5 ‰PDB deuten auf eine Mischung von autochthonem und allochthonem OM. Die Vitrinitreflexionsmessungen an verschiedenen Sedimentproben belegen eine in den Bereich höherer Reflexionswerte verschobene polymodale Verteilung (Abb. 24, A und B). In Abschnitt 4.5 näher erläuterte Schwierigkeiten bei der exakten Abgrenzung organischer und mineralischer Partikel treten ab Reflexionswerten $> 1,0$ %Rm auf.

Isotopenstadien 2 und 1 (Abb. 23):

Glaziale Sedimente des Isotopenstadiums 2 zeigen nur gering schwankende TOC-Gehalte zwischen 0,2 und 0,3 Gew.%. ARTOC sind durch eine generelle Abnahme von 0,054 auf 0,02 g/cm²/ky zum Jüngeren bestimmt. Sprunghaft ansteigende bzw. abfallende ARTOC-Werte auf maximal 0,1 g/cm²/ky zwischen 18,5-18,8 ky bzw. auf minimal 0,02 g/cm²/ky bei 20,1 ka sind weniger auf Änderungen in der TOC Akkumulation, sondern eher auf die stratigraphische Festlegung der Altersfixpunkte in diesem Kernabschnitt zurückzuführen (siehe Datenanhang II, Appendix). Glaziale und deglaziale Kernabschnitte werden durch graue terrigene Schlämme der Lithofazies C/D mit eingeschalteten geringmächtigen Diamikthorizonten charakterisiert (Abb. 8). Vitrinite nehmen mit 36-51 Korn% den größten Anteil am sichtbaren OM ein. Marine Mazerale liegen mit 30-35 Korn% hauptsächlich als Liptodetrinit vor. Von einer Überschätzung der Werte ist auch hier, wie in Isotopenstadium 6, auszugehen (s.o.). Inertinit tritt mit < 10 Korn% nur untergeordnet auf. Geochemische Parameter belegen mit HI um 60-70 mgKW/gTOC, Tmax-Werten von 420-350 °C und einem $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal von -24,7 bis -25,0 ‰PDB vorherrschend terrigenes oder umgelagertes OM. C/N-Verhältnisse von 4 haben dagegen eine geringe Aussagekraft.

Zwei markante TOC-Peaks in Diamikthorizonten bei 14,6 ka und 13,1 ka mit Werten von 0,56 und 0,67 Gew.% bei sprunghaft ansteigenden ARTOC auf 0,05 g/cm²/ky bestimmen die Termination I (13,6 ka). Mikroskopische Untersuchungen belegen maximal 60 Korn% Vitrinit mit bis zu 18 Korn% > 10 µm Kornlänge. Im Gegensatz dazu zeigen inerte und autochthone Mazerale keine signifikanten Änderungen. Insgesamt fällt eine deutliche Übereinstimmung im organischen Charakter dieser Sedimente mit denen des Isotopenstadiums 6 auf. Der verstärkte Eintrag von allochthonem OM wird klar durch die geochemischen Daten mit HI von 50 mgKW/gTOC, Tmax-Werten zwischen 435-445 °C und einem $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal von -24,7 bis -24,5 ‰PDB belegt. Auch hier liefert das C/N-Verhältnis mit 7-12 die undeutlichste Information.

Die Sedimente im Hangenden bis 9 ka sind durch mittlere TOC-Gehalte zwischen 0,35-0,45 Gew.% bei ARTOC von etwa 0,03 g/cm²/ky gekennzeichnet. Wenn auch mit 50 Korn% immer noch der dominante Mazeralanteil von den Vitriten gestellt wird, zeichnet sich in dem geringen Anstieg autochthoner Mazerale auf bis zu 38 Korn% die einsetzende erhöhte marine Produktion während des Holozäns ab. Ansteigende HI von 80 auf 120 mgKW/gTOC und abnehmende Tmax-Werten auf 330 °C deuten auf eine Änderung in der Zusammensetzung des OM zu erhöhten autochthonen Anteilen hin. Das Isotopensignal stimmt mit Werten zwischen -24,0 bis -23,4 ‰PDB deutlich in seiner Interpretation mit dem des HI überein.

Ein markanter TOC-Anstieg zwischen 9 und 7 ky auf Werte bis zu 0,85 Gew.% bei gleichzeitig zunehmenden ARTOC auf 0,045 g/cm²/ky ist auf einen kurzzeitig verstärkten Eintrag von oxidiertem detritischen OM zurückzuführen. Die mikroskopischen Daten belegen zunehmende Inertinitgehalte auf bis zu 35 Korn% bei konstanten marinen und leicht abnehmenden Vitritanteilen. Die geochemischen Daten folgen dagegen mit erhöhten HI auf bis zu 270 mgKW/gTOC und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten auf -22,8 ‰PDB dem bereits im Liegenden einsetzenden Trend der holozänen Klimaentwicklung.

Die letzten 7 ky bis heute sind durch kontinuierlich ansteigende TOC-Gehalte und ARTOC-Werte von 0,5 auf 0,85 Gew.% bzw. auf 0,05 g/cm²/ky an der Sedimentoberfläche charakterisiert. Lithologisch wird dieses Zeitintervall durch einen Wechsel zu hellen foraminiferenreichen Schlämmen markiert. Stark schwankende HI-Werte zwischen 130 und 270 mgKW/gTOC gehen mit stetig zur Oberfläche schwerer werdenden $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten bis auf -21,7 ‰PDB in wenigen Zentimetern Teufe einher. Einem sprunghaften Anstieg mariner Mazerale auf über 50 Korn% an der Sedimentoberfläche steht ein Rückgang terrigener oder umgelagerter Mazerale gegenüber.

Kern 23071

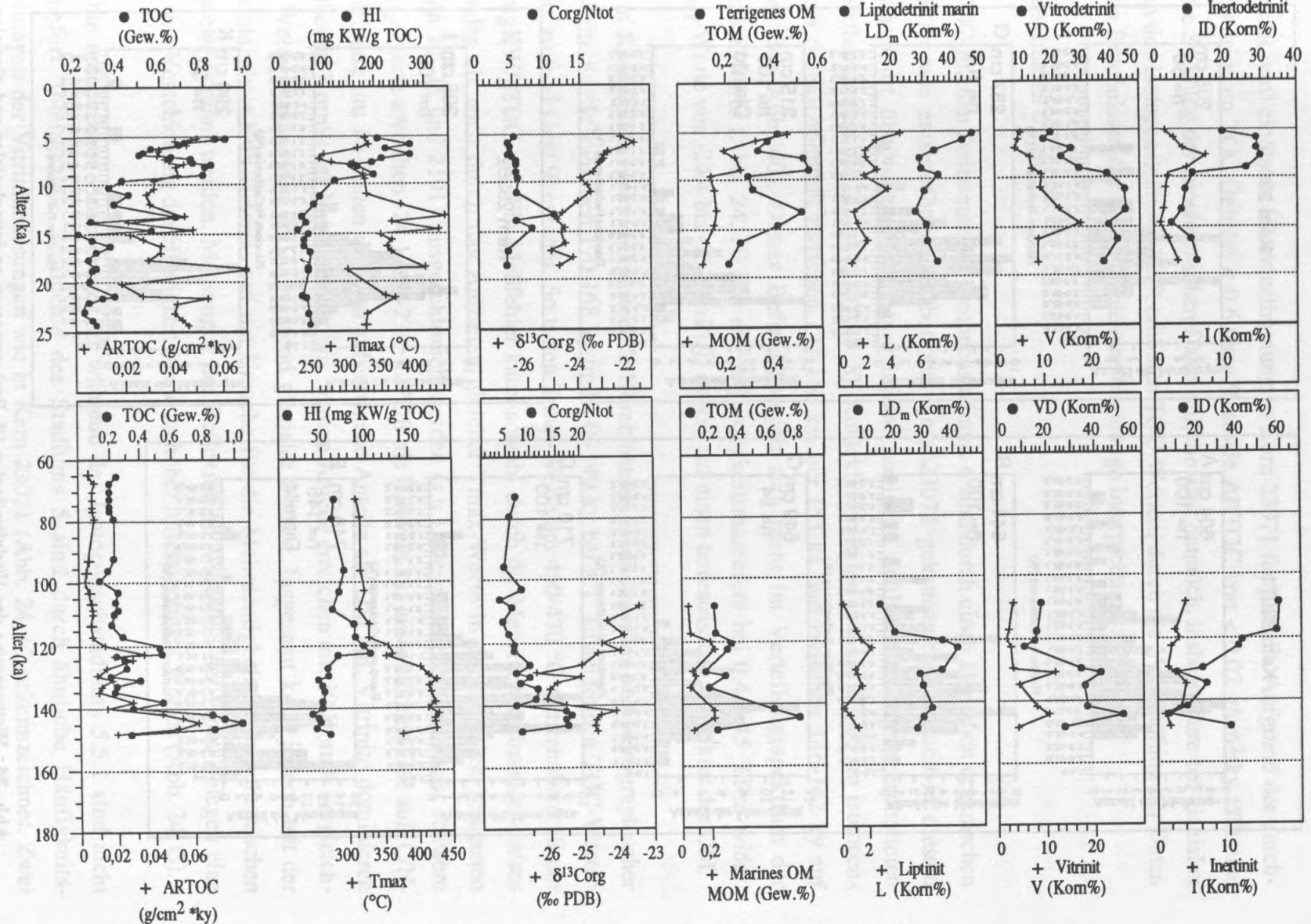


Abb. 23: Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23071.

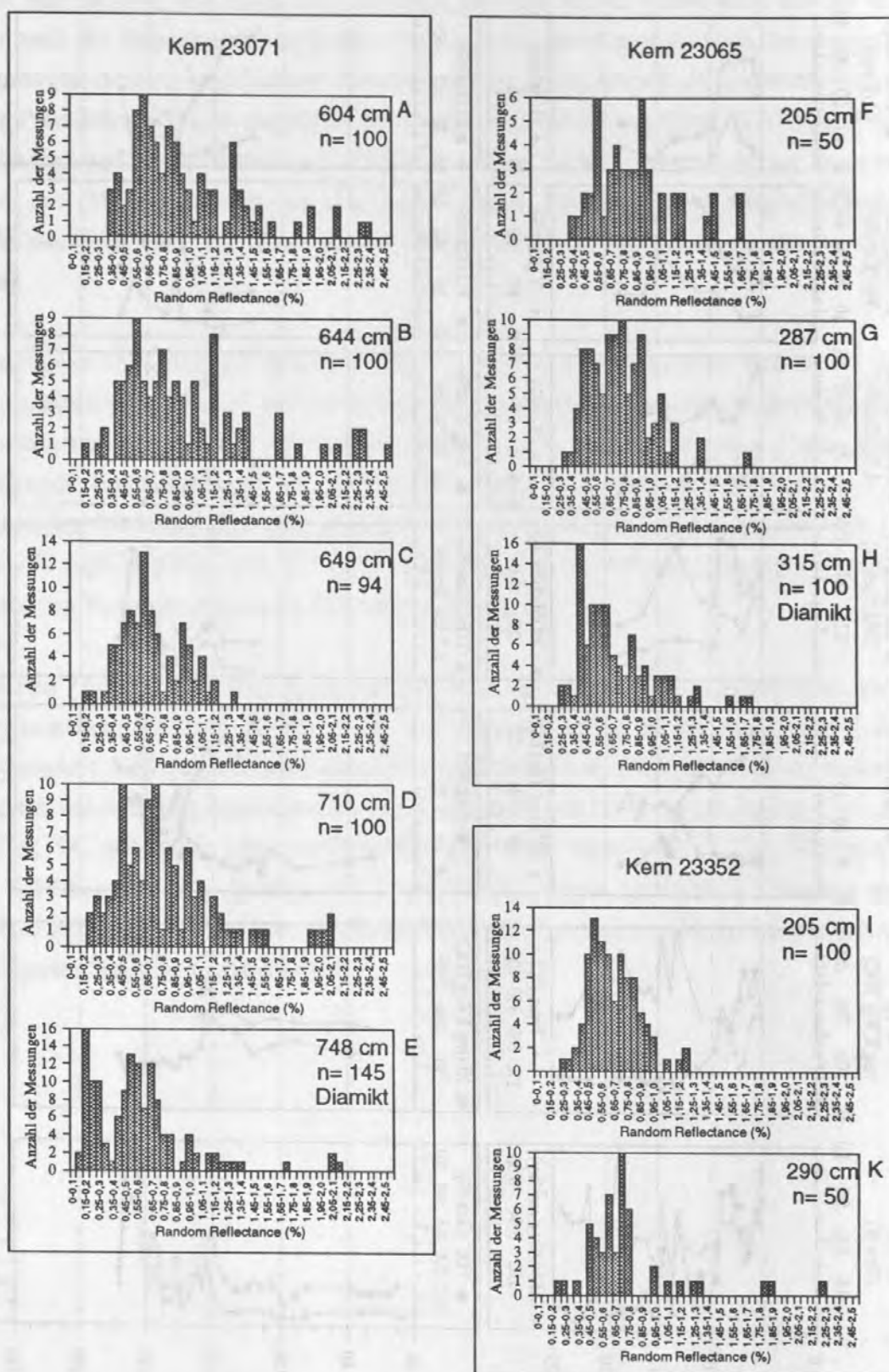


Abb. 24: Histogramme der Vitritreflexion (% Rm) gemessen an interglazialen und glazialen Sedimenten der Norwegischen See. Auffällig ist in allen Proben ein breites Häufigkeitsmaximum zwischen 0,5-1,0 % Rm, dem in Probe E (Diamikt) ein zweites Maximum im niedermaturen Bereich zwischen 0,15-0,4 % Rm als Hinweis auf glaziomarine IRD-Einträge vorausgeht.

Kern 23065, Jan-Mayen-Bruchzone (Abb. 25)

Insgesamt wird eine gute Übereinstimmung zu Kern 23071 festgestellt. Aufgrund der durchweg niedrigeren TOC-Gehalte $< 0,6$ Gew.% sowie ARTOC von $< 0,02$ g/cm²/ky fällt eine stärkere Streuung der geochemischen Daten auf, die aber dennoch, insbesondere bei glazialen Proben des Isotopenstadiums 6 mit erhöhten TOC-Werten, durch die Verknüpfung der Daten mit den Ergebnissen der Mikroskopie eine eindeutige Interpretation zulassen.

Isotopenstadien 6 und 5:

Die TOC-reichen Sedimente des Isotopenstadiums 6 sind durch einen ähnlichen organischen Charakter wie entsprechende Proben aus Kern 23071 gekennzeichnet. Auch in diesem Kernabschnitt überwiegen graue und braune terrigene Schlämme mit eingeschalteten Diamikthorizonten die Lithologie (Abb. 8). Kohleklasten treten in Kern 23065 im Isotopenstadium 6 ausschließlich zwischen 171-168 ky, bei 153 ka und zwischen 146-142 ky auf (siehe auch Abb. 40). Dieser Befund spiegelt sich nicht im Verteilungsspektrum der Reflexionswerte (Abb. 24, H) mit einem Häufigkeitsmaximum bei 0,4-0,45 %Rm wider. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von -24,4 bis -25,0 ‰PDB deuten auf einen terrestrischen Charakter des OM.

Eine in Kern 23071 nicht vorkommende Kombination geochemischer und petrographischer Meßwerte wurde zwischen 170-168 ky und 145-140 ky bei z.T. ansteigenden TOC-Werten auf bis zu 0,53 Gew.% erkannt. So treten Tmax-Werte um 450-470 °C mit erhöhten HI um 100 mgKW/gTOC auf. Ein Meßfehler kann sowohl durch die Mehrfachbestimmung dieses Befundes als auch durch das Auftreten gleicher Tmax-Werte in den nördlich gelegenen Kernen 17728 und 21911 ausgeschlossen werden (s.u.). Desweiteren fallen meist schwere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zwischen -24,1 bis -23,8 ‰PDB als Hinweis auf autochthones OM auf. C/N-Verhältnisse um 10 deuten dagegen auf terrigene Anteile am OM hin. Vitrinite dominieren mit über 60 Korn% das Mazeralspektrum. Marine Anteile erreichen mit 30 Korn% vergleichbare Werte wie in Kern 23071 während glazialer Phasen. Insgesamt kann jedoch mit der Mazeralanalyse kein Hinweis auf die Ursache für die Mehrdeutigkeit der geochemischen Parameter erkannt werden. Messungen der Reflexion an Vitriniten der Probe belegen eine markante Verschiebung der Häufigkeitswerte zu höher reflektierenden Werten (Abb. 24, G).

Erhöhte autochthone Anteile am OM während des Isotopensubstadiums 5.5.1 sind nicht überliefert. Interglaziale Sedimente des Stadiums 5 sind durch ähnliche Häufigkeitsverteilungen der Vitrinitmessungen wie in Kern 23071 (Abb. 24, F) gekennzeichnet. Zwei Maxima bei 0,55-0,6 und 0,9-0,95 %Rm heben sich aus dem breiten Reflexionsspektrum ab.

Isotopenstadien 2 und 1 (Abb. 25):

Die braunen, terrigenen Schlämme des Isotopenstadiums 2 und der Termination I (13,6 ka) zeigen bei niedrigen TOC-Gehalten zwischen 0,2-0,3 Gew.% und ARTOC-Werten $< 0,01 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ nur geringe Variationen in der Art und Menge des abgelagerten OM. Vitrinite dominieren mit maximal 50 Korn%. Inertinite und autochthone Mazerale liegen zu etwa gleichen Anteilen vor. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ weist jedoch mit schwereren Werten bis maximal -23 ‰PDB bei 19,5 ka auf einen erhöhten marinen Anteil am OM. Demgegenüber belegt bei 14,2 ka ein Abfall des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ - Signals auf $-24,6 \text{ ‰PDB}$ zusammen mit einem HI von 40 mgKW/gTOC terrigenes oder umgelagertes OM.

Erhöhte TOC-Gehalte, wie sie in Kern 23071 zwischen 9 bis 7 ky aufgrund einer verstärkten Schüttung von Inertodetrinit auftreten, können aufgrund der niedrigen ARTOC $< 0,005 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ in Kern 23065 nur undeutlich in einem Anstieg des Inertinitgehalts auf etwa 50 Korn% an einer Einzelpunktmessung (6,7 ka) nachvollzogen werden. Zeitgleich tritt bei einem erhöhten HI von 120 mgKW/gTOC ein T_{max} von 430 °C als Hinweis auf thermisch reifes OM auf. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ belegt dagegen mit Werten von $-22,4 \text{ ‰PDB}$ autochthones OM.

Der Übergang zu den holozänen Klimabedingungen ist erst ab 6 ka in einer Zunahme der TOC-Gehalte von 0,25 auf über 0,5 Gew.% mit einem geringfügigen Anstieg der ARTOC auf maximal $0,015 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ überliefert. Auch hier dokumentiert sich diese Änderung in einem lithologischen Wechsel zu hellen foraminiferenreichen Schlämmen (Abb. 8). Geochemische und mikroskopische Daten bestätigen den zur Sedimentoberfläche hin zunehmenden autochthonen Anteil am OM.

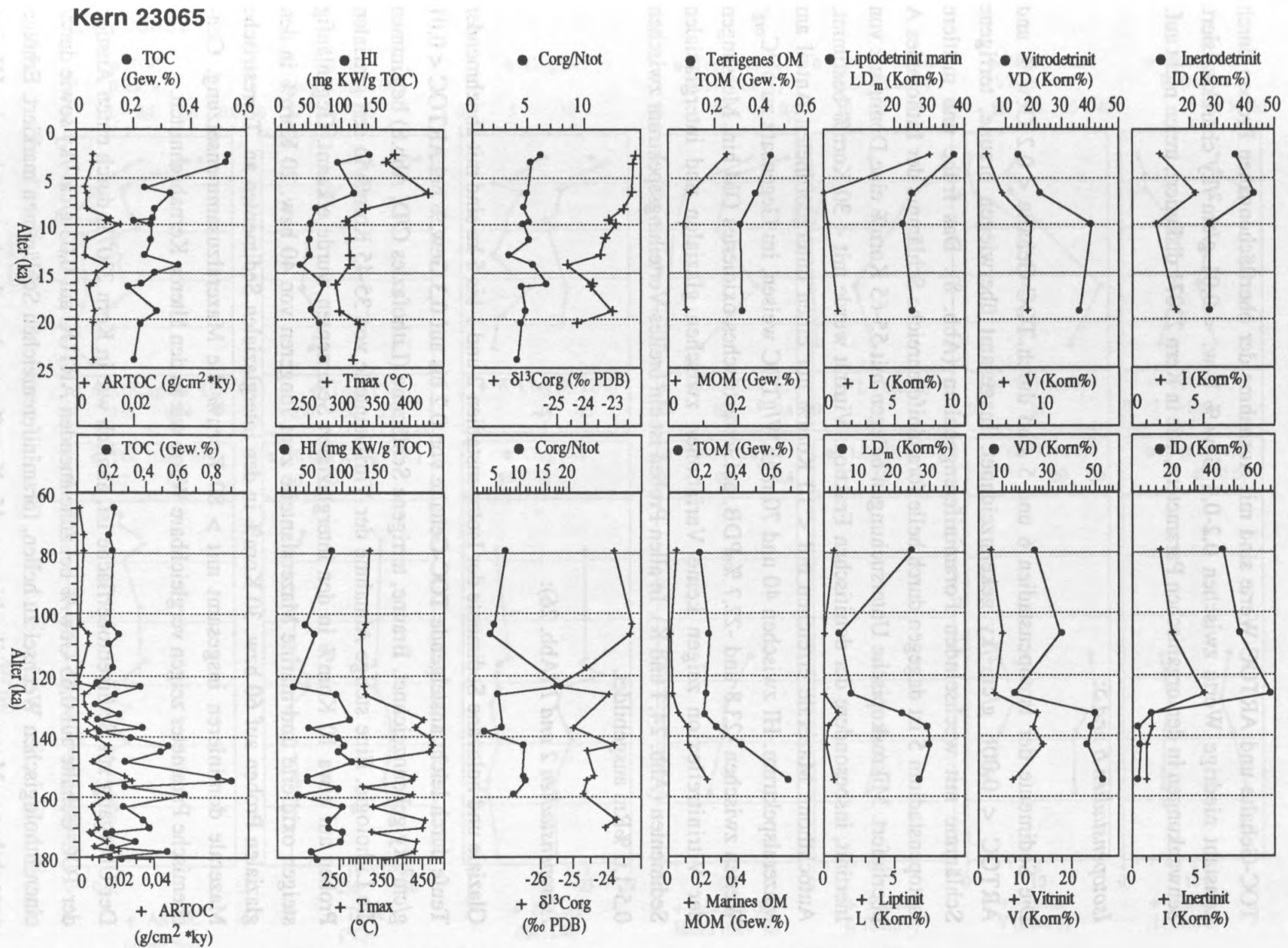


Abb. 25: Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23065.

Kern 23352, Island-See (Abb. 26)

TOC-Gehalte und ARTOC-Werte sind mit Ausnahme der oberflächennahen Proben durch konstant niedrige Werte zwischen 0,2-0,3 Gew.% bzw. $< 0,01 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ charakterisiert. Schwankungen in den organischen Parametern, wie in Kern 23071 diskutiert, treten nicht auf.

Isotopenstadien 6 und 5:

Die Sedimente der Isotopenstadien 6 und 5 sind durch TOC-Gehalte $< 0,2 \text{ Gew.}\%$ und ARTOC $< 0,006 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ gekennzeichnet. Insgesamt überwiegen braune, terrigene Schlämme mit wechselnden Foraminiferengehalten (Abb. 8). Das frühe und mittlere Isotopenstadium 5 ist dagegen durch helle foraminiferenreiche Schlämme der Lithofazies A überliefert. Mikroskopische Untersuchungen belegen mit 55-65 Korn% eine Dominanz von Inertinit, insbesondere der detritischen Fraktion. Vitrit wurde mit $< 30 \text{ Korn}\%$ bestimmt. Autochthone Mazerale erreichen mit $< 10 \text{ Korn}\%$ nur einen untergeordneten Anteil am Mazeralspektrum. HI zwischen 40 und 70 mgKW/gTOC weisen, im Gegensatz zu $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten zwischen -23,8 und -22,7 ‰PDB, auf terrestrisches oxidiertes OM hin. Messungen der Vitritreflexion zeigen keine Variationen zwischen glazialen und interglazialen Sedimenten (Abb. 24, I und K). In allen Proben ist ein breites Verteilungsspektrum zwischen 0,5-1,0 %Rm ausgebildet.

Isotopenstadien 2 und 1 (Abb. 26):

Glaziale und holozäne Sedimente der Isotopenstadien 2 und 1 bis 5 ka sind mit abnehmender Tiefe durch leicht ansteigende TOC-Gehalte von 0,2 bis auf 0,3 Gew.% bei ARTOC $< 0,01 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ gekennzeichnet. Braune, terrigene Schlämme (Lithofazies C/D, Abb.8) bestimmen die Lithologie. Eine stetige Abnahme der Vitritanteile von 35-45 Korn% in den glazialen Proben auf etwa 10 Korn% in den interglazialen Sedimenten wurde erkannt. Gegenläufig steigen oxidierte und marine Mazeralanteile zum Jüngeren von 40 bzw. 20 Korn% in den glazialen Proben auf 60 bzw. 30 Korn% in den interglazialen Sedimenten an. Terrestrische Mazerale dominieren insgesamt mit $> 80 \text{ Korn}\%$ die Mazeralzusammensetzung. Geochemische Parameter zeigen vergleichbare Werte wie in den älteren Kernabschnitten.

Der Übergang zur Sedimentoberfläche ist, ähnlich wie in Kern 23071, durch einen Anstieg der TOC-Gehalte auf 0,65 Gew.% bei zunehmenden ARTOC auf $0,03 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ sowie durch einen lithologischen Wechsel zu hellen, foraminiferenreichen Schlämmen markiert. Erhöhte autochthone Mazeralanteile bis zu 45 Korn% werden durch ansteigende HI auf

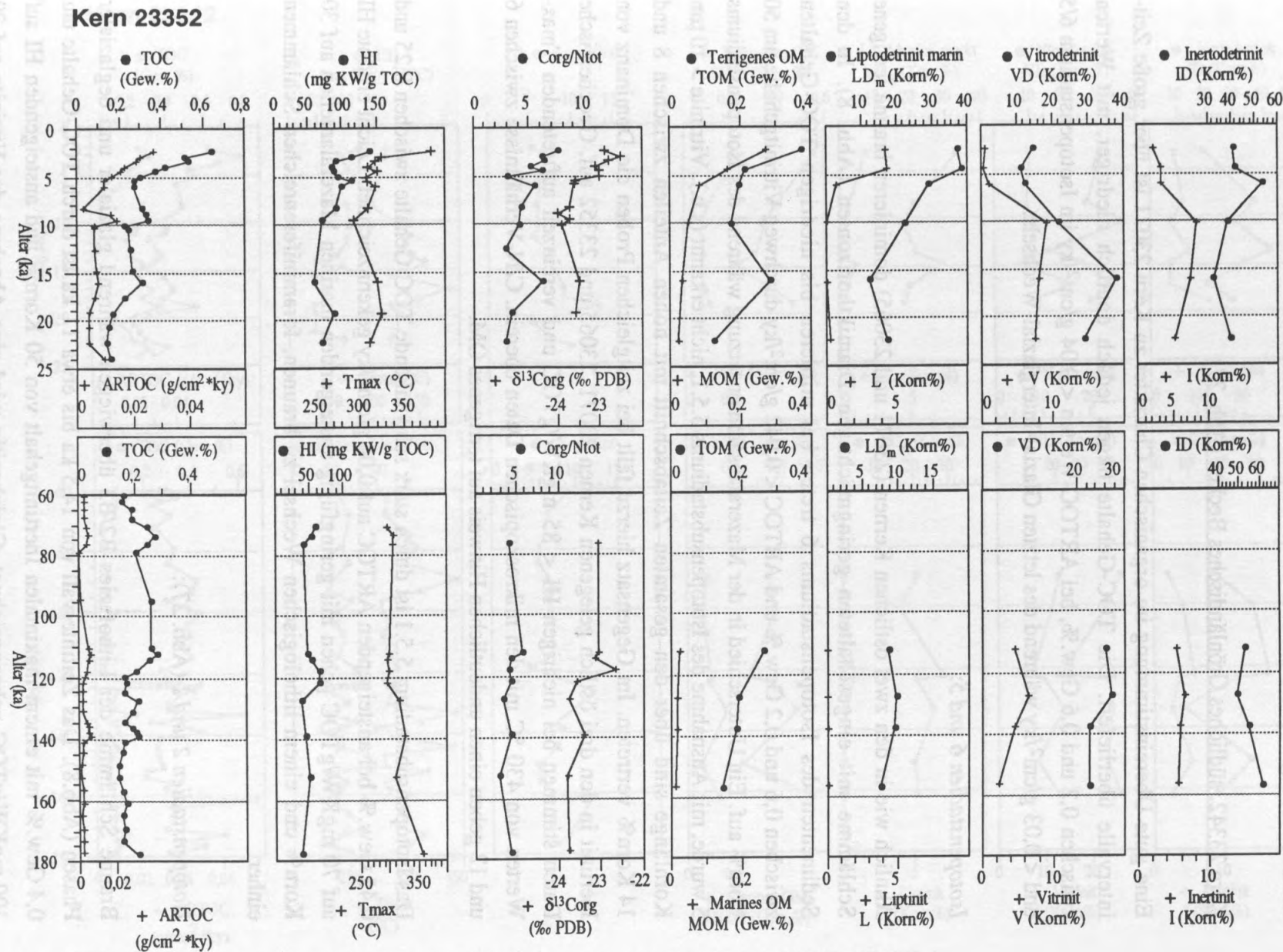


Abb. 26: Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23352.

< 100 mgKW/gTOC und kontinuierlich schwerer werdende $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte auf bis zu -22,6 ‰PDB bestätigt.

Kern 23342, südliches Grönländisches Becken (Abb. 27)

Eine gute Übereinstimmung im organischen Charakter zu Kern 23071 ist über große Zeitintervalle überliefert. Die TOC-Gehalte liegen jedoch deutlich niedriger, mit Werten zwischen 0,2 und 0,6 Gew.%, bei ARTOC-Werten < 0,04 g/cm²/ky im Isotopenstadium 6/5 und < 0,03 g/cm²/ky während des letzten Glazial-Interglazial-Wechsels.

Isotopenstadien 6 und 5:

Ähnlich wie in den zwei östlichen Kernen (23071 und 23065) dominieren braune terrigene Schlämme mit eingeschalteten geringmächtigen Diamikthorizonten (Abb. 8). In den Sedimenten des Isotopenstadiums 6 treten bei mittleren bis niedrigen TOC-Gehalten zwischen 0,6 und 0,2 Gew.% und ARTOC < 0,042 g/cm²/ky durchweg Vitritinthalte um 50 Korn% auf. Ein Unterschied in der Mazeralzusammensetzung während des Isotopenstadiums 5 wurde, mit Ausnahme des Isotopensubstadiums 5.5.1, nicht erkannt (s.u.). Vitritine > 10 µm Kornlänge sind über den gesamten Zeitabschnitt mit hohen Anteilen zwischen 8 und 14 Korn% vertreten. Im Gegensatz hierzu fällt bei zeitgleichen Proben die Dominanz von Inertinit in den drei östlich gelegenen Kernen 23071, 23065 und 23352 auf. Geochemische Daten stimmen bei niedrigen HI < 85 mgKW/gTOC und vereinzelt auftretenden Tmax-Werten von 430 °C mit den mikroskopischen Daten überein. C/N-Verhältnisse zwischen 6 und 12 geben einen undeutlichen Hinweis auf terrigenes OM.

Das Isotopensubstadium 5.5.1 ist durch stark schwankende TOC-Gehalte zwischen 0,25 und 0,45 Gew.% bei ansteigenden ARTOC auf 0,04 g/cm²/ky gekennzeichnet. Leicht erhöhte HI auf 70 mgKW/gTOC gehen mit geringfügig ansteigenden marinen Mazeralanteilen auf 30 Korn% und einem lithologischen Wechsel zu braunen, foraminiferenreichen Schlämmen einher.

Isotopenstadien 2 und 1 (Abb. 27):

Braune Schlämme der Lithofazies B2/B3 überwiegen während glazialer und deglazialer Phasen (Abb.8). Das Zeitintervall von 14,5 ka bis etwa 11 ka ist durch TOC-Gehalte um 0,4 Gew.% mit einem maximalen Inertinitgehalt von 50 Korn% und ansteigenden HI auf 100 mgKW/gTOC gekennzeichnet. Gleichzeitig wird eine Abnahme der Vitritine auf 20 Korn% festgestellt. Eine Übereinstimmung zwischen diesem Kernabschnitt und dem inertinit-

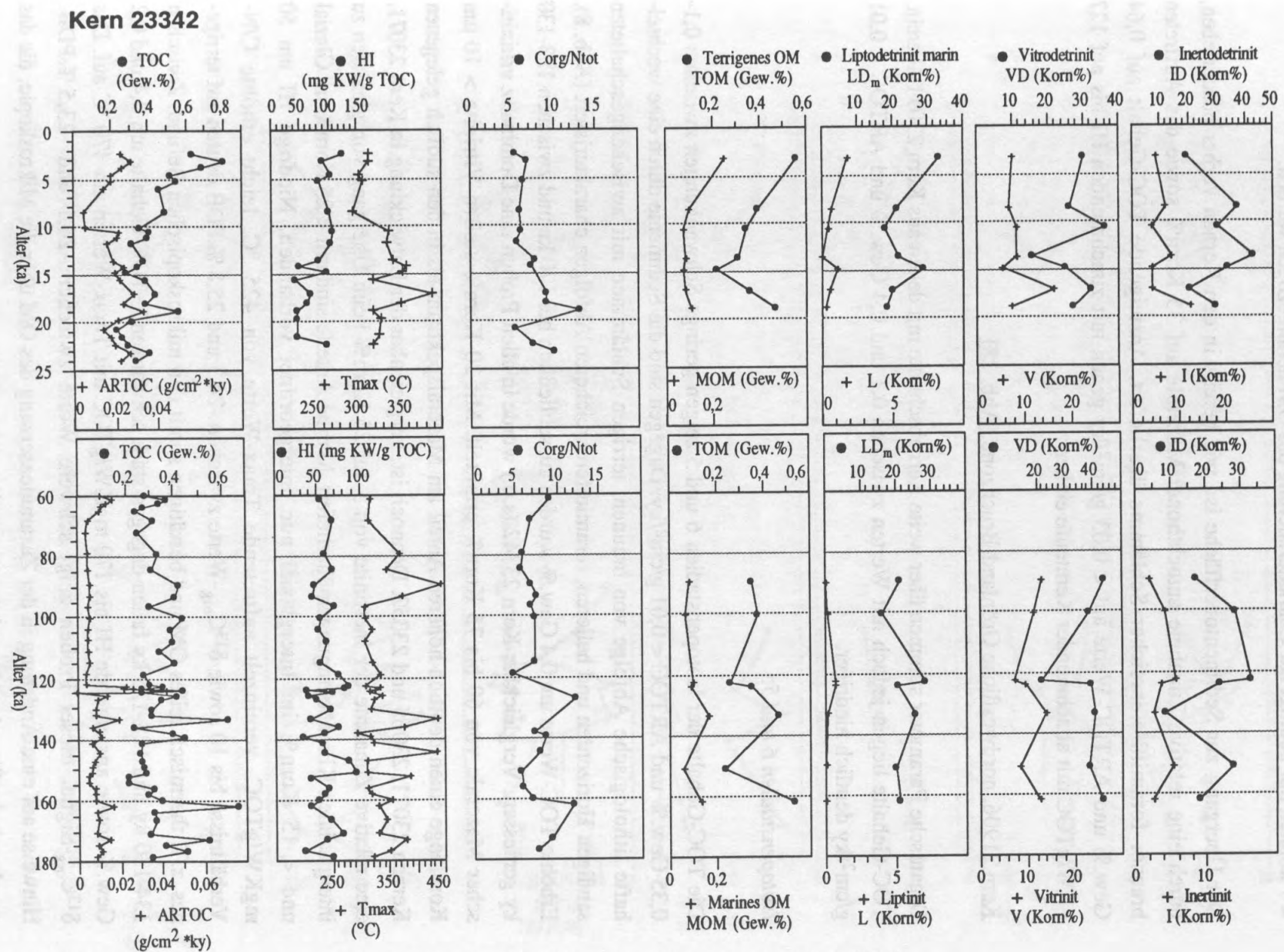


Abb. 27: Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23342.

dominierten Zeitintervall 9 bis 7 ka in Kern 23071 fällt auf. Die ermittelten C/N-Verhältnisse < 7 können nur bedingt zur Charakterisierung des OM herangezogen werden.

Der Übergang zur Sedimentoberfläche ist, wie bereits in den Kernen vorher beschrieben, durch eine relative Zunahme autochthoner Mazerale auf 35 Korn% sowie das Auftreten brauner foraminiferenreicher Schlämme überliefert. Ansteigende TOC-Gehalt auf 0,64 Gew.% und ARTOC-Werte auf $< 0,03 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ gehen mit zunehmenden HI bis auf 127 gKW/gTOC mit abnehmender Kernteufe einher.

Kern 21906, nordwestliche Grönland-Bruchzone (Abb. 28)

Organische Parameter stimmen über weite Kernabschnitte mit denen aus Kern 23071 überein. TOC-Gehalte liegen jedoch mit Werten zwischen 0,1 und 0,4 Gew.% und ARTOC $< 0,01 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ deutlich niedriger.

Isotopenstadien 6 und 5:

Die TOC-Gehalte der Isotopenstadien 6 und 5 zeigen geringe Schwankungen zwischen 0,1-0,35 Gew.% und ARTOC $< 0,01 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. Dagegen sind die Sedimente durch eine wechselhafte lithologische Abfolge von braunen, terrigen Schlämmen mit zwischengeschalteten sandigen Horizonten und helleren, foraminiferenreicheren Abfolgen charakterisiert (Abb. 8). Erhöhte TOC-Werte um 0,4 Gew.% wurden ausschließlich bei 170 ka und zwischen 133-130 ky gemessen. Vergleichbar Kern 23342 (s.o.) wurde in allen Proben eine Dominanz vitritischer Mazerale von 60 bis 75 Korn% ermittelt. Mit 20 Korn% stellen Vitritite $> 10 \mu\text{m}$ Kornlänge einen deutlich höheren Anteil am Mazeralspektrum als in den südlich gelegenen Kernen 23071, 23065 und 23352. Dennoch ist, vergleichbar der Entwicklung in Kern 23071, eine relative Zunahme der Inertinite von 5 auf 25 Korn% beim Übergang von glazialen zu interglazialen Klimabedingungen überliefert. Marine Anteile sind mit < 25 Korn% im Glazial und < 15 Korn% im Interglazial nur untergeordnet vorhanden. Niedrige HI um 50 mgKW/gTOC, vereinzelt auftretende Tmax-Werte von 425°C , leicht erhöhte C/N-Verhältnisse bis 10 sowie $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zwischen -24,3 und -23,5 ‰PDB deuten auf terrigenes, z.T. thermisch reifes OM und bestätigen somit den mikroskopischen Befund. Zwischen 134-130 ky und 128-125 ky fallen dagegen stark schwankende TOC-Gehalte um 0,4 und 0,2 Gew.% sowie ansteigende HI bis 170 mgKW/gTOC mit Tmax-Werten um 470°C auf. Das $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal dieser Proben zeigt schwere Werte zwischen -24,1 und -23,5 ‰PDB. Hinweise auf eine Änderung in der Zusammensetzung des OM über die Mikroskopie, die das geochemische Signal erklären könnte, wurden nicht erkannt.

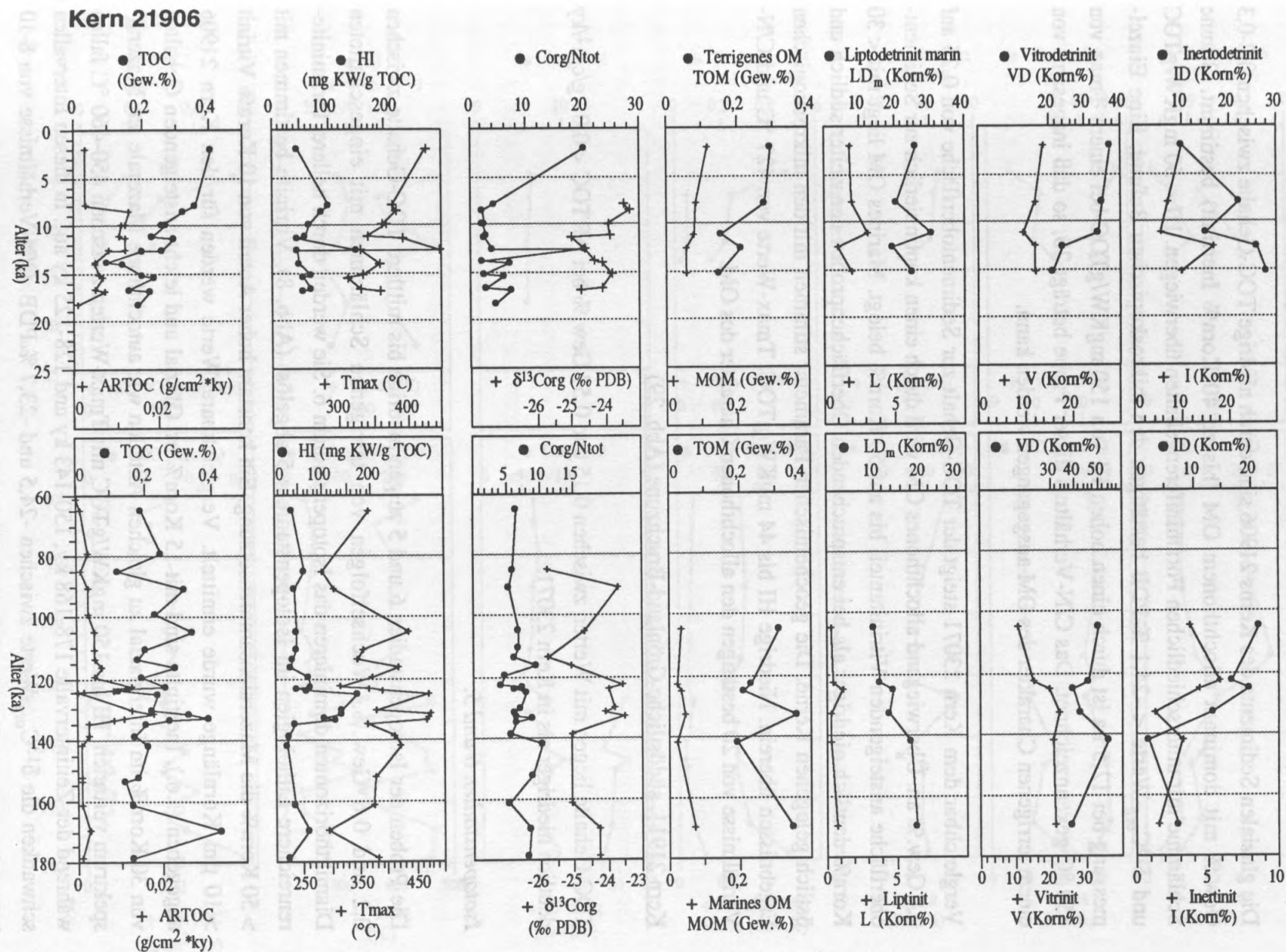


Abb. 28: Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 21906.

Isotopenstadien 2 und 1 (Abb. 28):

Die glazialen Sedimente des Kerns 21906 sind durch niedrige TOC-Gehalte zwischen 0,2-0,3 Gew.% mit dominant allochthonem OM (bis zu 40 Korn% Inertinit) bestimmt. Braune Schlämme mit unterschiedlichen Foraminiferengehalten überwiegen. $HI < 50 \text{ mgKW/gTOC}$ und $\delta^{13}C_{org}$ -Werte $< -24,1 \text{ ‰PDB}$ bestätigen den mikroskopischen Befund. Eine Einzelmessung bei 12,5 ka ist durch einen hohen HI von 150 mgKW/gTOC bei einem Tmax von 450 °C gekennzeichnet. Das C/N-Verhältnis dieser Probe beträgt 20, so daß insgesamt von einem terrigenen Charakter des OM ausgegangen werden kann.

Vergleichbar dem Kern 23071 steigt der TOC-Gehalt zur Sedimentoberfläche von 0,25 auf 0,4 Gew.% an. Überwiegend allochthones OM wird durch einen kontinuierlich zur Sedimentoberfläche ansteigenden Vitrinitanteil bis auf 50 Korn% belegt. Marines OM liegt mit < 30 Korn% deutlich niedriger als bei entsprechenden Oberflächenproben der weiter südlich und östlich gelegenen Kerne. Die geochemischen Parameter stimmen mit den mikroskopischen Ergebnissen überein. Niedrige HI bis 44 mgKW/gTOC, Tmax-Werte von 427 °C und C/N-Verhältnisse von 20 bestätigen den allochthonen Charakter des OM.

Kern 21911, südöstliche Grönland-Bruchzone (Abb. 29)

TOC-Gehalte liegen mit Werten zwischen 0,15 und 0,57 Gew.% bei ARTOC $< 0,01 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ deutlich niedriger als in Kern 23071.

Isotopenstadien 6 und 5:

Die Proben der Isotopenstadien 6 und 5 zeigen niedrige bis mittlere TOC-Gehalte zwischen 0,2 und 0,6 Gew.%. Wechselfolgen von terrigenen Schlämmen mit eingeschalteten Diamikthorizonten dominieren das Isotopenstadium 6. Sie werden durch hellere, foraminiferenreichere Lithologien im Isotopenstadium 5 abgelöst (Abb. 8). Vitrinite bestimmen mit > 50 Korn% die Mazeralzusammensetzung. Ein konstant hoher Anteil von 10 Korn% Vitrinit $> 10 \mu\text{m}$ Kornlänge wurde ermittelt. Vergleichbare Werte werden für den Kern 21906 angegeben (s.o.). Inertinite sind mit 15 Korn% im Glazial und leicht ansteigenden Gehalten von 30 Korn% im Interglazial zu gleichen Anteilen wie autochthone Mazerale am Mazeralspektrum vertreten. HI bis 150 mgKW/gTOC mit Tmax-Werten zwischen 450-460 °C fallen während der Zeitintervalle 178-168 ky, 150-143 ky und 128-125 ky auf. In diesen Intervallen schwanken die $\delta^{13}C_{org}$ -Werte zwischen -24,5 und -23,7 ‰PDB. C/N-Verhältnisse von 8-10 haben dagegen zur Charakterisierung des OM nur eine geringe Aussagekraft.

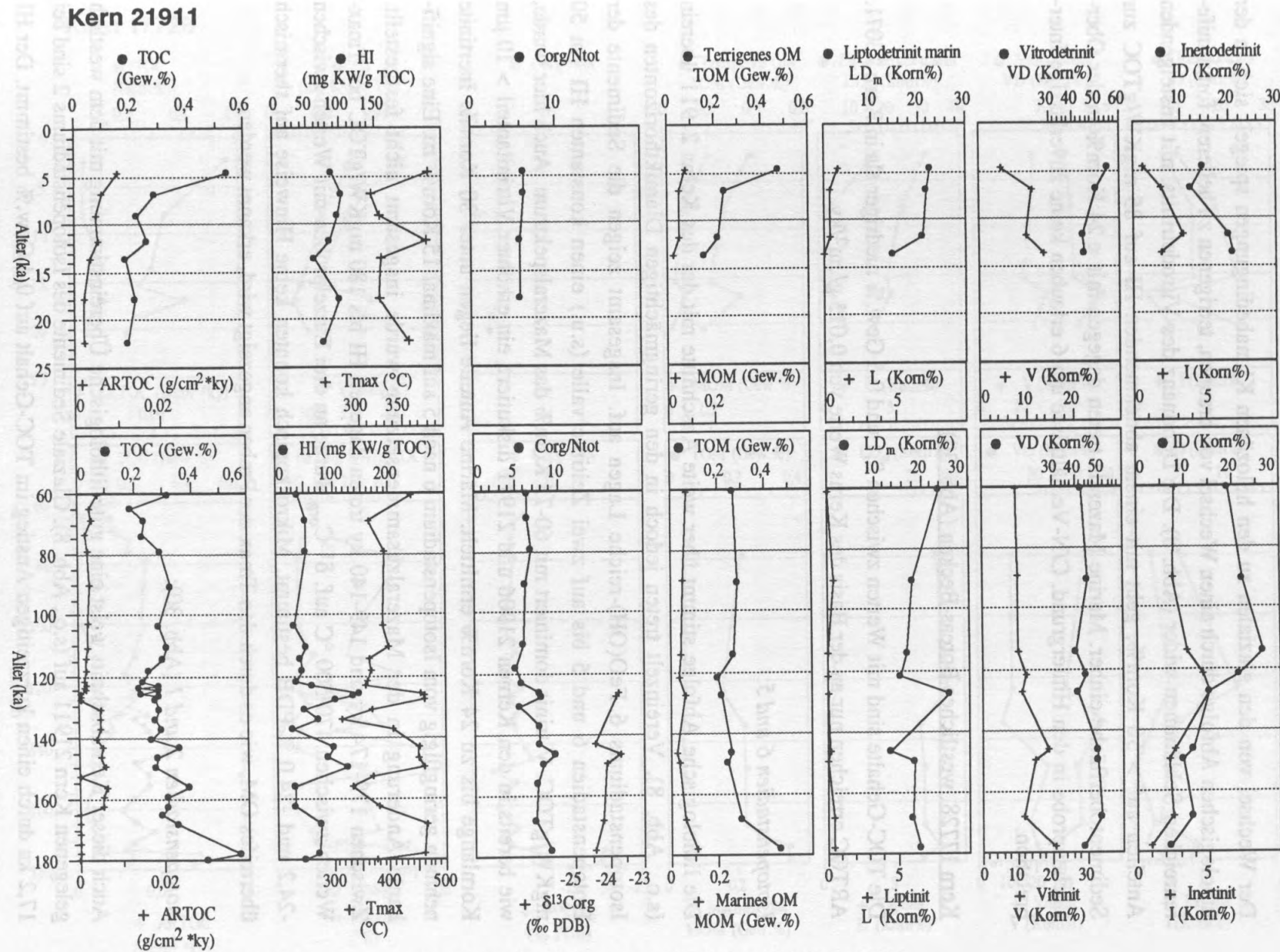


Abb. 29: Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 21911.

Isotopenstadien 2 und 1 (Abb. 29):

Der Wechsel von den glazialen zu den holozänen Klimabedingungen spiegelt sich in der lithologischen Abfolge durch einen Wechsel von braunen, terrigenen zu helleren, foraminiferenreichen Schlämmen wider (Abb. 8). Die Dominanz des Vitrodetrinits, mit ansteigenden Anteilen auf > 50 Korn%, geht mit einem abnehmenden HI auf 85 mgKW/gTOC zur Sedimentoberfläche einher. Marine Mazerale treten dagegen mit < 24 Korn% in der Oberflächenprobe in den Hintergrund. C/N-Verhältnisse um 6 erlauben keine zuverlässige Interpretation.

Kern 17728, westliches Boreas-Becken (Abb. 30)

Die TOC-Gehalte sind mit Werten zwischen 0,1 und 0,5 Gew.% niedriger als in Kern 23071. ARTOC erreichen nur an der Basis des Kerns Werte von 0,015 g/cm²/ky.

Isotopenstadien 6 und 5:

Die lithologische Abfolge stimmt über weite Abschnitte mit der des Kerns 21911 überein (s.o., Abb. 8). Vereinzelt treten jedoch in den geringmächtigen Diamikthorizonten des Isotopenstadiums 6 FeO(OH)-reiche Lagen auf. Insgesamt zeigen die Sedimente der Isotopenstadien 6 und 5 bis auf zwei Zeitintervalle (s.u.) einen konstanten HI um 50 mgKW/gTOC. Vitrinit dominiert mit 60-75 Korn% das Mazeralspektrum. Auch hier wurde, wie bereits in den Kernen 21906 und 21911 diskutiert, ein erhöhter Vitrinitanteil > 10 µm Kornlänge bis zu 24 Korn% ermittelt. Marine Anteile liegen unter 30 Korn%. Inertinite nehmen geringfügig vom Isotopenstadium 6 nach 5 auf maximal 15 Korn% zu. Eine signifikante Änderung in der Mazeralzusammensetzung wurde insgesamt nicht festgestellt. Zwischen 179-174 ky und 149-140 ky treten dagegen HI bis 180 mgKW/gTOC bei Tmax-Werten zwischen 470-500 °C auf. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ wurde an drei Einzelproben mit Werten zwischen -24,2 und -24,0 ‰PDB bestimmt. Mikroskopisch konnten keine Hinweise auf thermisch überreifes OM, wie es durch den Tmax der Proben angezeigt wird, erkannt werden.

Isotopenstadien 2 und 1 (Abb. 30):

Auch dieser Kernabschnitt weist eine gute lithologische Übereinstimmung mit dem westlich gelegenen Kern 21911 auf (s.o., Abb. 8). Glaziale Sedimente des Isotopenstadiums 2 sind bei 17,2 ka durch einen kurzzeitigen Anstieg im TOC-Gehalt auf 0,4 Gew.% bestimmt. Der HI von 44 mgKW/gTOC fällt mit einem Vitrinitmaximum von 68 Korn% zusammen. Inertinite treten mit weniger als 10 Korn% auf. Autochthone Mazerale steigen dagegen stetig von

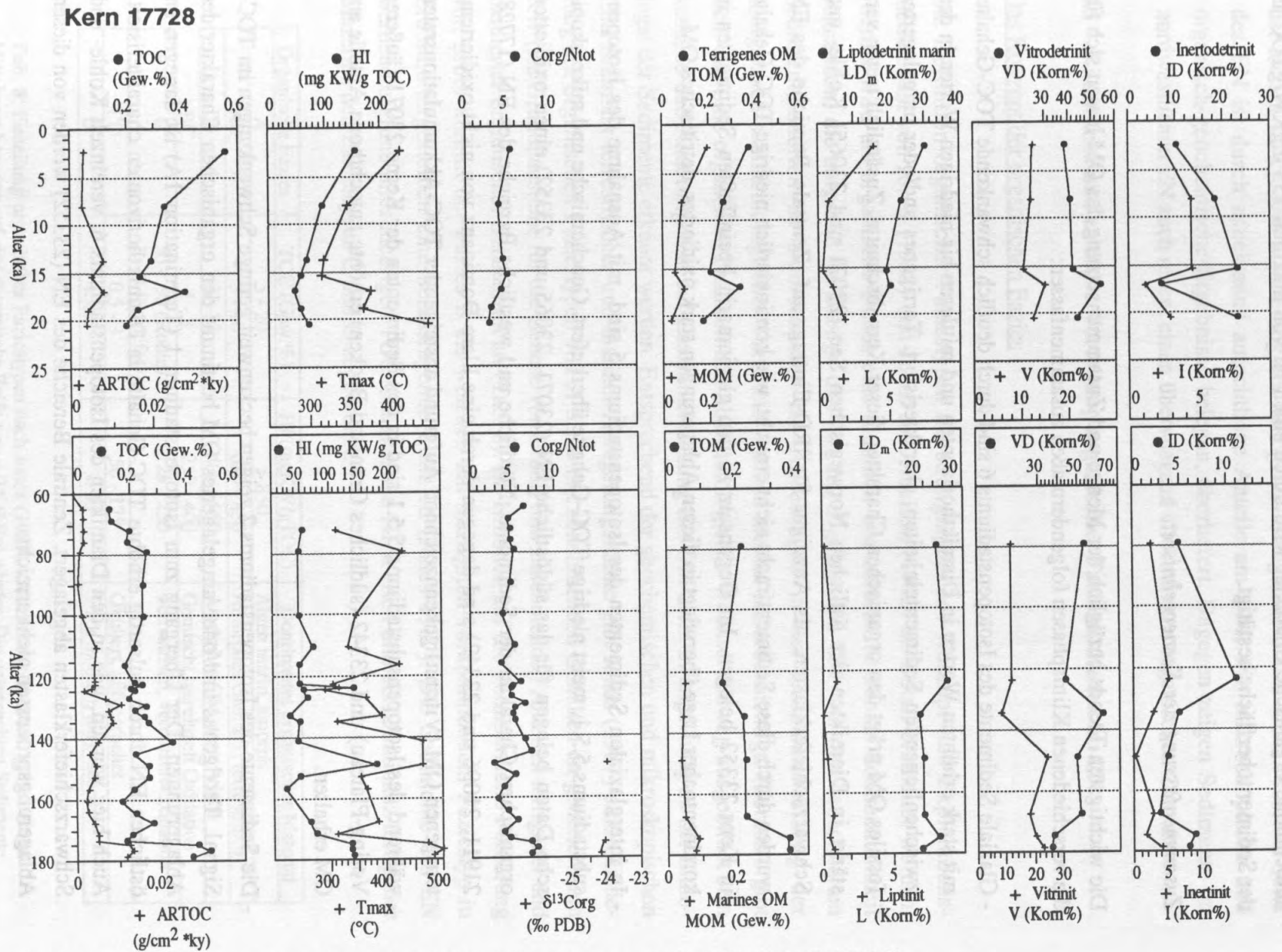


Abb. 30: Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 17728.

< 20 Korn% im Glazial auf 35 Korn% zur Sedimentoberfläche an. Der zunehmend autochthone organische Charakter wird durch einen HI von maximal 155 mgKW/gTOC an der Sedimentoberfläche bestätigt.

Zusammenfassung der Kernergebnisse:

Die wichtigsten Trends bezüglich der Menge und Zusammensetzung des OM lassen sich für die verschiedenen Klimaphasen folgendermaßen zusammenfassen:

- Glaziale Sedimente des Isotopenstadiums 6 sind durch deutlich schwankende TOC-Gehalte, mit stark erhöhten Werten in Diamikthorizonten und mittleren bis niedrigen Werten in den zwischenliegenden Sedimenteinheiten, charakterisiert. Terrigenes und/oder umgelagertes fossiles OM prägt den organischen Charakter dieser Kernabschnitte. Zusätzlich treten verstärkt in Diamikten der östlichen Norwegischen See (23071 und 23065) Kohle- und Schwarzschieferklasten, als Anzeiger für IRD-Eintrag, auf. Zentrale Bereiche des EN wurden durch diese Sedimentfracht nicht erreicht, wie kontinuierlich niedrige TOC-Gehalte in Kern 23352 belegen. Im Gegensatz zu den glaziomarin beeinflussten Sedimenten in kontinentnaher Lage überwiegt in diesen Ablagerungen stark oxidiertes, detritisches OM.
- In interglazialen Sedimenten des Isotopenstadiums 5 sind, mit Ausnahme des Isotopenstadiums 5.5.1, meist niedrige TOC-Gehalte überliefert. Geochemische und mikroskopische Daten belegen für das südöstliche EN (23071, 23065 und 23352) einen oxidierten organischen Charakter der Sedimente. Nördliche und westliche Bereiche des EN (17728, 21911, 21096 und 23342) sind dagegen durch eine klare Dominanz von nicht oxidiertem, terrigenen OM (Vitrinit) gekennzeichnet. Aufgrund ansteigender TOC-Akkumulationsraten während des Isotopensubstadiums 5.5.1 sind in den Sedimenten der Kerne 23071 (äußeres Vøring-Plateau) und 23342 (südliches Grönland-Becken) erhöhte autochthone Anteile am OM erhalten.
- Die Sedimente des Isotopenstadiums 2 zeigen beckenweit geringe Schwankungen im TOC-Signal. Terrigenes und/oder umgelagertes OM bestimmt den organischen Charakter der Ablagerungen. Der Übergang zum Isotopenstadium 1 (Termination 1A) ist dagegen im östlichen EN durch pulsartig erhöhte TOC-Gehalte in Diamikthorizonten charakterisiert. Auch hier wurden, wie in den Diamikten des Isotopenstadiums 6, vereinzelt Kohle- und Schwarzschieferklasten abgelagert. Zentrale Bereiche des EN (23352) werden von diesen Ablagerungsprozessen nicht erreicht.

- Zur Sedimentoberfläche signifikant ansteigende TOC-Gehalte bestimmen die Ablagerungen der letzten 10 ky. Die Etablierung des heutigen Norwegen-Stroms auf der östlichen Seite des EN ist durch zunehmend autochthone Anteile am OM, wie mikroskopische und organisch-geochemische Ergebnisse belegen, überliefert. Dagegen zeigen Sedimente im nordwestlichen EN auch rezent einen überwiegend allochthonen organischen Charakter.

5.5 Räumliche und zeitliche Verteilung organischer Faziesseinheiten im EN

Das Konzept der organischen Fazies

Die Definition organischer Faziestypen als stratigraphisches Konzept und Explorationsmethode ist von Jones (1987) und Jones & Demaison (1982) im Detail erarbeitet worden. Hierbei wird als organische Fazies eine räumlich und zeitlich begrenzte Sedimenteinheit verstanden, die aufgrund der Menge und Art des abgelagerten OM von den benachbarten Sedimenteinheiten zu unterscheiden ist. Änderungen in der Zusammensetzung der anorganisch-sedimentologischen Parameter bleiben hierbei unberücksichtigt. Hieraus ergibt sich, daß eine organische Fazieseinheit über lithologische Wechsel hinweg ausgebildet sein kann, so daß Änderungen in der Zusammensetzung des OM nicht zwangsläufig an der Lithologie der Sedimente erkannt werden. Entsprechend der geochemischen und mikroskopischen Charakteristik terrestrischer und mariner Ablagerungsräume gibt Jones (1987) eine Gliederung der organischen Faziestypen von A bis D mit abnehmenden Gehalten an generierbaren KW (als Grundbausteine für die Genese von Erdöl) und zunehmenden Anteilen terrigener und oxidierten organischer Substanzen an (Tab. 8). Im Hinblick auf die kommerzielle Förderung von Erdöl kommt der Fazies B als weltweit am häufigsten vorkommendem Faziestyp in Erdölmuttergesteinen eine herausragende Rolle zu (Jones 1987). Die Sedimente des EN werden aufgrund ihrer niedrigen TOC-Gehalte, den HI-Werten und der Dominanz terrigener Mazerale den Faziestypen C und D zugeordnet.

Organische Fazies	TOC (Gew.%)	HI (mgKW/gTOC)	Dominantes organisches Material
A	5 - 20	> 850	Algen marin, amorph
AB	3 - 10	650 - 850	Amorphes OM, z.T. terrestrisch
B	3 - 10	400 - 650	Amorphes OM, terrestrisch
BC	1 - 3	250 - 400	Gemischt, vereinzelt Oxidation
C	50 - 90 (Kohle) 1 - 3 (Schiefer)	125 - 250	Terrestrisch, vereinzelt Oxidation
CD	0.5 - 3	50 - 125	Oxidiert, aufgearbeitet
D	< 0.5	< 50	Stark oxidiert, aufgearbeitet

Tab. 8: Einteilung organischer Faziestypen nach Jones (1987). Geochemische Werte geben einen Mittelwert bezogen auf eine thermische Reife von $\approx 0,5\% R_m$ wieder. Die untersuchten Sedimente aus dem Europäischen Nordmeer werden nach dieser Gliederung entsprechend ihrer geochemischen und mikroskopischen Charakteristik den Faziestypen C und D zugeordnet.

Die in Abschnitt 5.4 dargestellten Ergebnisse an glazialen und interglazialen Kernsequenzen belegen charakteristisch wechselnde Kombinationen organisch-geochemischer und mikroskopischer Parameter, die durch eine vergleichende Betrachtung aller Daten in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung für paläo-ozeanographische Fragestellungen genutzt werden können. Aus diesem Grund wurde auf der Basis der organischen Parameter das oben vorgestellte organische Fazieskonzept von Jones (1987) auf die TOC-armen Sedimente des EN übertragen und weiterentwickelt. Eine Gliederung der untersuchten Kernabschnitte in die neu definierten Faziesgruppen und -typen wurde im Anschluß durchgeführt. Da bereits eine detaillierte Einteilung der in dieser Arbeit bearbeiteten Sedimentkerne nach lithofaziellen Gesichtspunkten erarbeitet wurde (Hamich 1991, Söding 1991, Henrich 1992) bietet sich im Anschluß ein Vergleich an (s.u.).

Wichtigste organische Parameter zur Bestimmung der organischen Fazies sind neben den mikroskopischen Daten, auf deren Basis autochthone Anteile am TOC bilanziert wurden, die bei der Rock-Eval Pyrolyse ermittelten HI- und Tmax-Werte. Geochemische Parameter wie C/N und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ liefern dagegen nur bei erhöhten TOC-Gehalten mit einem eindeutig terrestrisch oder marin dominierten Signal verlässliche zu interpretierende Daten. Insgesamt werden in den untersuchten Kernabschnitten drei Faziesgruppen mit acht verschiedenen organischen Fazieseinheiten differenziert, die ein Abbild wechselnder Ablagerungsbedingungen als Response auf klimatische und ozeanographische Veränderungen dokumentieren. Eine detaillierte Auflistung der organisch-geochemischen und mikroskopischen Charakteristika, auf deren Grundlage die Gliederung vorgenommen wurde, ist in der Tabelle 9 zusammengestellt.

Proben der Faziesgruppe I kommen ausschließlich in Oberflächensedimenten vor. Benthische Aktivität und geochemische Prozesse wirken hier stark modifizierend auf die Menge und Zusammensetzung des OM (siehe Abschnitt 6.2). Sedimente des Faziestyps I-1 sind durch einen markanten Abfall des TOC von maximal 0,9 auf 0,3 Gew.%, des HI von 270 auf 80 mgKW/gTOC und der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von -23,0 auf -21,5 ‰PDB in den obersten Sedimentschichten gekennzeichnet. C/N tritt mit Verhältnissen zwischen 3 und 8 auf. Der dominant marin beeinflusste Faziestyp I-1 (bis zu 57 Korn% autochthone Mazerale) wird als sedimentologisches Dokument mehr oder weniger permanent eisfreier temperierter Oberflächenwassermassen, wie sie rezent im Einflußbereich des Norwegenstroms und seiner nördlichen Ausläufer anzutreffen sind, interpretiert. Zusätzlich kann mit TOC-Gehalten zwischen 0,4 und 0,55 Gew.% bei niedrigen HI von 40-90 mgKW/gTOC und teilweise auf 430 °C erhöhten Tmax-Werten der terrigen dominierte Faziestyp I-2 differenziert werden. Vitritgehalte bestimmen mit 43-67 Korn% das Mazeralspektrum. C/N-Verhältnisse betragen

maximal 20. Der Faziestyp I-2 wird als Abbild der rezenten Sedimentationsprozesse im nordwestlichen Bereich des EN mit zumindest teilweiser Eisbedeckung aufgefaßt.

Organische Fazies - Typen

	I-1	I-2	II-1	II-2	II-3	II-4	III-1	III-2
TOC (Gew.%)	0,3-0,9	0,4-0,55	0,15-0,5	0,1-0,5	0,25-0,5	0,5-0,85	0,3-1,1	0,2-0,45
Alginat (Korn %)	31-57	23-27	10-32	5-32	31-43	25-38	20-32	15-26
Vitrinit (Korn %)	11-50	43-67	30-80	10-42	12-35	23-38	42-70	45-75
Inertinit (Korn %)	11-45	10-25	5-42	30-80	30-45	28-51	13-35	5-25
$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰ PDB)	-21,5/ -23,0	n.b.	-23,5/ -26	-22,5/ -25	-24/ -24,5	-22,0/ -24	<-24,0	-23,5/ -24,3
C _{org} /N _{tot}	3-8	7-20	3-12	3-8	7	5	4-18	3-20
Hydrogen-Index (mgKW/gTOC)	80-270	40-90	20-100	40-110	80-110	150-270	30-100	70-180
T _{max} (°C)	<400	<400-430	<400	<400	<400	<400	420-440	450-500

Tab. 9: Organisch-geochemische und -petrologische Charakteristika organischer Fazies-Typen im Europäischen Nordmeer.

Die Sedimente der Faziesgruppe II überliefern das "normale" organische Hintergrundsignal, wie es als Resultat aus den oberflächennahen Abbauprozessen fossil überliefert bleibt. Diese Gruppe weist mit Abstand die größte räumliche und zeitliche Verbreitung während der letzten zwei Glazial-Interglazial-Wechsel im EN auf und dürfte für die Faziestypen II-1 und II-2 auch repräsentativ für ausgedehnte Beckenbereiche anderer Seegebiete sein. Die Faziestypen II-1 und II-2 sind durch niedrige bis mittlere TOC-Gehalte zwischen 0,5 und 0,1 Gew.% mit vorherrschend terrestrischem oder oxidiertem OM kennzeichnet. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ - und C/N-Werte schwanken deutlich zwischen -22,5 und -26,0 ‰PDB bzw. 3-12. Während Typ II-1 mit bis zu 80 Korn% eine Dominanz von Vitriniten aufweist, charakterisieren Typ II-2 Sedimente mit vergleichbar hohen Anteilen von oxidiertem OM (bis 80 Korn% Inertinit) bei sehr niedrigen TOC-Werten (meist um 0,2 Gew.%) eine "minimum-baseline" pelagischer Sedimente. Demgegenüber werden die Faziestypen II-3 und II-4 mit erhöhten TOC-Gehalten zwischen 0,3 und 0,85 Gew.% als Dokument interglazialer Sedimentationsereignisse verstanden. Auffälligstes Merkmal der Typ II-3 Sedimente sind deutlich ansteigende autochthone Mazeralanteile am OM (maximal 43 Korn%) sowie zunehmende HI-Werte bis 110 mgKW/gTOC. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ liegt dagegen mit Werten um -24,0 ‰PDB im Übergangsbereich zwischen terrigenem und marinem OM. Für paläo-ozeanographische Fragestellungen liefert diese Fazies neben Typ I-1 eine direkte, wenn auch bereits modifizierte Information über die ehemalige Oberflächenproduktivität des Untersuchungsgebiets. Typ II-4 Sedimente

dokumentieren ein kurzzeitiges Eintragsereignis, bei dem mit bis zu 51 Korn% verstärkt oxidiertes OM (Inertodetrinit) abgelagert wurde. Die mikroskopischen Ergebnisse spiegeln sich in dem erhöhten TOC-Gehalt der Proben (bis 0,85 Gew.%) wider. Der HI schwankt stark zwischen 150 bis 270 mgKW/gTOC. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ wurde mit schweren Werten zwischen -22,0 und -24,0 ‰PDB bei niedrigen C/N-Verhältnissen um 5 gemessen.

Als Untergliederung der dritten Faziesgruppe werden in glazialen und deglazialen Kernsequenzen die Typen III-1 und III-2 differenziert. Sie sind durch thermisch reifes und thermisch überreifes OM bei pulsartig erhöhten TOC-Gehalten auf maximal 1,1 Gew.% charakterisiert. Durch die Dominanz subangularer Vitrinite bis 75 Korn% und das gehäufte Auftreten von Kohle-, Schwarzschiefer- und TOC-führenden Klasten sind glaziomarine Sedimentationsereignisse mit einem verstärkten Eintrag von organischem IRD belegt. Typ III-1 Sedimente korrelieren überwiegend mit Diamikthorizonten, in denen TOC-Werte bis zu 1,1 Gew.% gemessen werden. Niedrige HI meist unter 50 mgKW/gTOC, hohe Tmax-Werte zwischen 420-450 °C, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signale < -24,0 ‰PDB und C/N-Verhältnissen bis zu 18 kennzeichnen eindeutig thermisch reifes, allochthones OM. Dagegen wird der höhermature Typ III-2 durch einen weniger ausgeprägten TOC-Anstieg bis 0,45 Gew.% bei deutlich erhöhten HI zwischen 70 bis 180 mgKW/gTOC und Tmax-Werten > 450 °C beschrieben. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ - und C/N-Werte schwanken von -23,5 und -24,3 ‰PDB bzw. 3-20.

Eine Zusammenfassung der hier vorgestellten Gliederung organischer Faziesseinheiten mit ihrer Aussagefähigkeit für paläo-ozeanographische Fragestellungen ist in Abb. 31 dargestellt.

Organische Fazies

Fazies- Gruppe	I		II				III	
	Rezente Sedimentation		Hintergrund- Sedimentation				Diamikt- Sedimentation	
Fazies- Typ	I - 1	I - 2	II - 1	II - 2	II - 3	II - 4	III - 1	III - 2
Organischer Charakter	marlin	terrestrisch	terrestrisch	terrestrisch	marlin	terrestrisch	terrestrisch	terrestrisch
TOC- Gehalt Gew. %	< 0,9	< 0,55	< 0,55	< 0,5	< 0,5	< 0,85	< 1,1	< 0,45
Mazerale Dominanz	Alginit max. 60 %	Vitrinit max. 70 %	Vitrinit max. 80 %	Inertinit max. 80 %	Alginit max. 45 %	Inertinit max. 50 %	Vitrinit max 70 % Thermisch reifes OM	Vitrinit max. 75 % Thermisch überreifes OM
Oberflächen- Wassermassen	eisfrei temperiert	teilweise eisbedeckt			eisfrei temperiert		teilweise eisbedeckt	teilweise eisbedeckt
Hinweis auf:	Autochthones OM	glaziomarinen Eintrag	Diagenese	Diagenese	Autochthones OM	Schüttungs- ereignis	glaziomarinen Eintrag	glaziomarinen Eintrag

Abb. 31: Organische Faziestypen glazialer und interglazialer Sedimente aus dem Europäischen Nordmeer.

Raum/Zeit-Konfiguration organischer Faziesseinheiten im EN

Zur Erfassung der räumlichen und zeitlichen Verteilung organischer Faziesseinheiten wurden zwei Ost-West- und eine Süd-Nord-Traverse ausgewählt (Abb. 32). Traverse I (23071, 23065, 23352, 23342) zwischen 67° - 71° N wurde so gelegt, daß ein möglichst breiter Ausstrich des heutigen Norwegen-Stroms auf östlicher Seite sowie polar beeinflusste Wassermassen auf westlicher Seite in den Sedimenten überliefert sind. Demgegenüber belegen die Sedimente der Traverse II (17728, 21911, 21906) bei 75° - 76° N die engräumigen Wechselbeziehungen zwischen dem temperierten West-Spitzbergen-Strom, dem arktischen Oberflächenwasser und dem polaren Ostgrönland-Strom. Neben diesen, besonders entlang der Traverse I, ausgeprägten Ost-West-Gradienten werden Änderungen in Süd-Nord Richtung, als Ausdruck zunehmend polarer Klimabedingungen, entlang des östlichen EN in der Traverse III (23071, 23065, 21911, 17728) erfaßt. Die Verbreitung organischer Faziesbereiche wird in den folgenden Abschnitten für die Isotopenstadien 6 und 5 sowie 2 und 1 in ihrer Bedeutung für die Paläo-Ozeanographie diskutiert (Abb. 33, Abb. 34, Abb. 35). Die zeitliche Auflösung bei der Festlegung der Faziesgrenzen innerhalb der Kernsequenzen wird durch die Dichte des Probenrasters bestimmt. Aufgrund der aufwendigen Analytik zur Charakterisierung des OM (insbesondere der Mikroskopie) konnte nur in ausgewählten Kernabschnitten eine Datendichte, wie sie für sedimentologische Untersuchungen im 5-10 cm Bereich durchgeführt wird, erreicht werden.

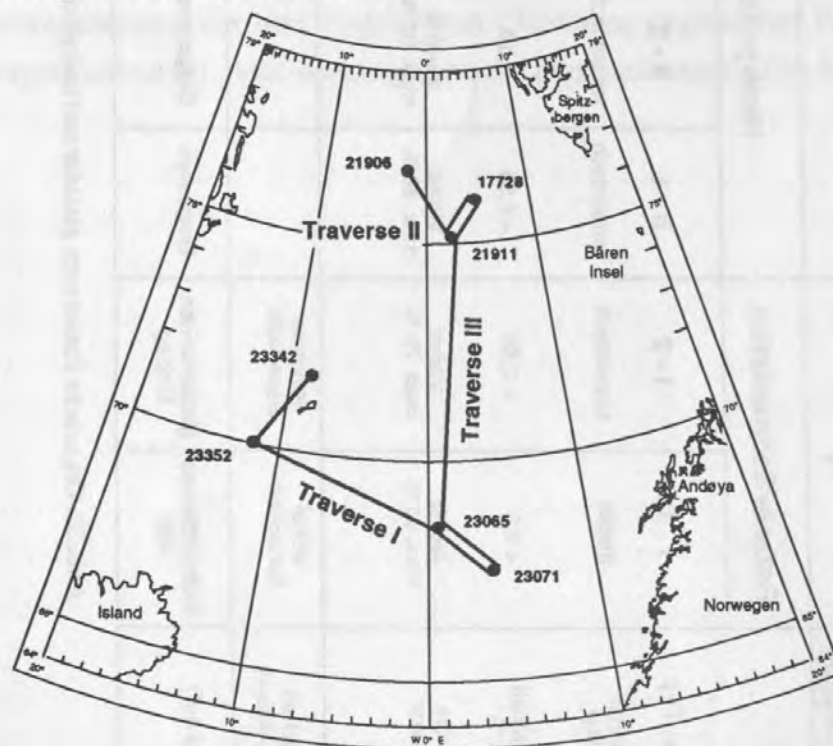


Abb. 32: Lage der Kerntraversen I (23071-23065-23352-23342), II (17728-21911-21906) und III (23071-23065-21911-17728).

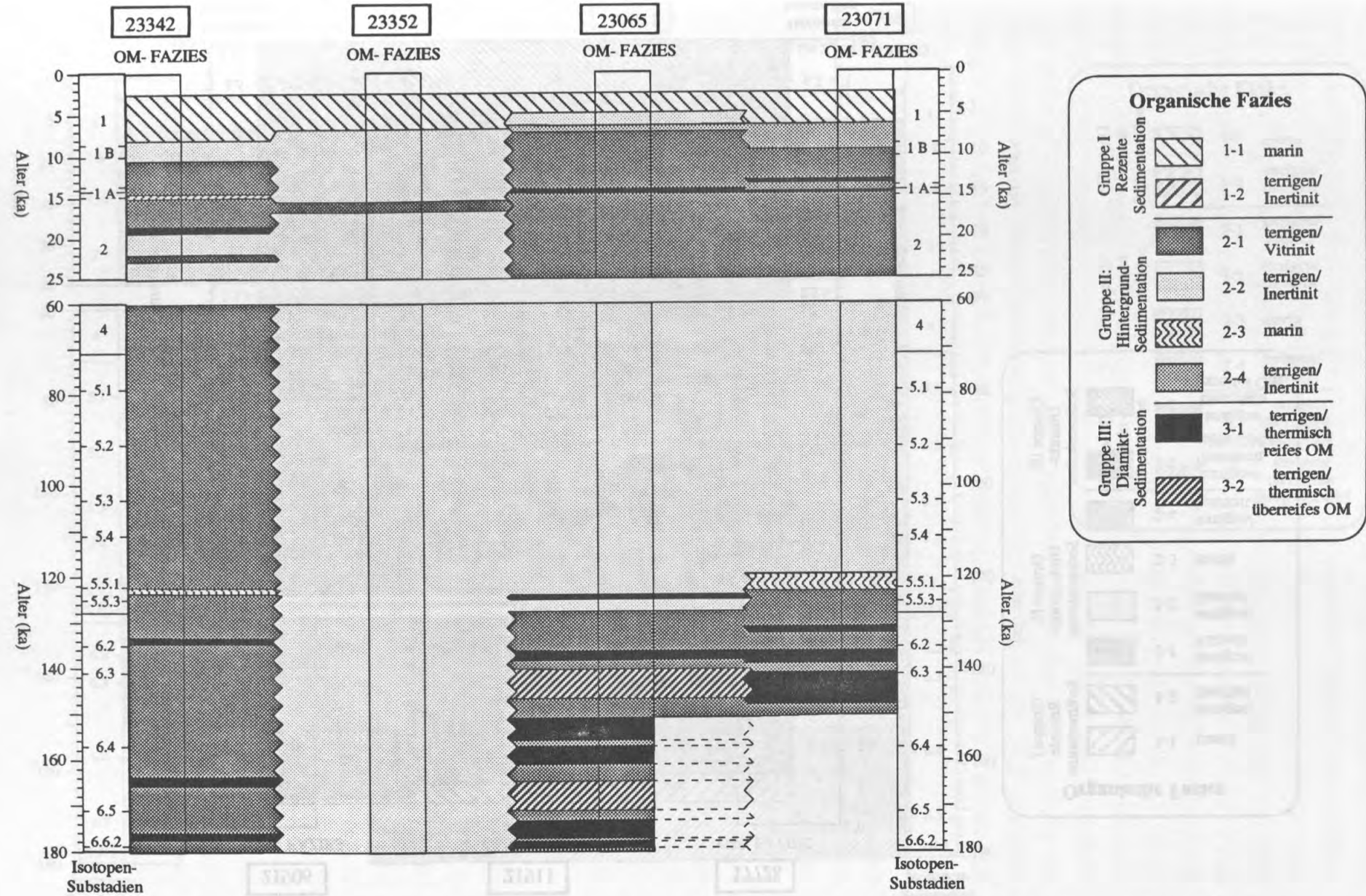


Abb. 33: Organische Faziesverteilung entlang der Kerntraverse I (Vøring-Plateau - Island-See - südliche Grönland-See) für die Isotopenstadien 6/5 und 2/1.

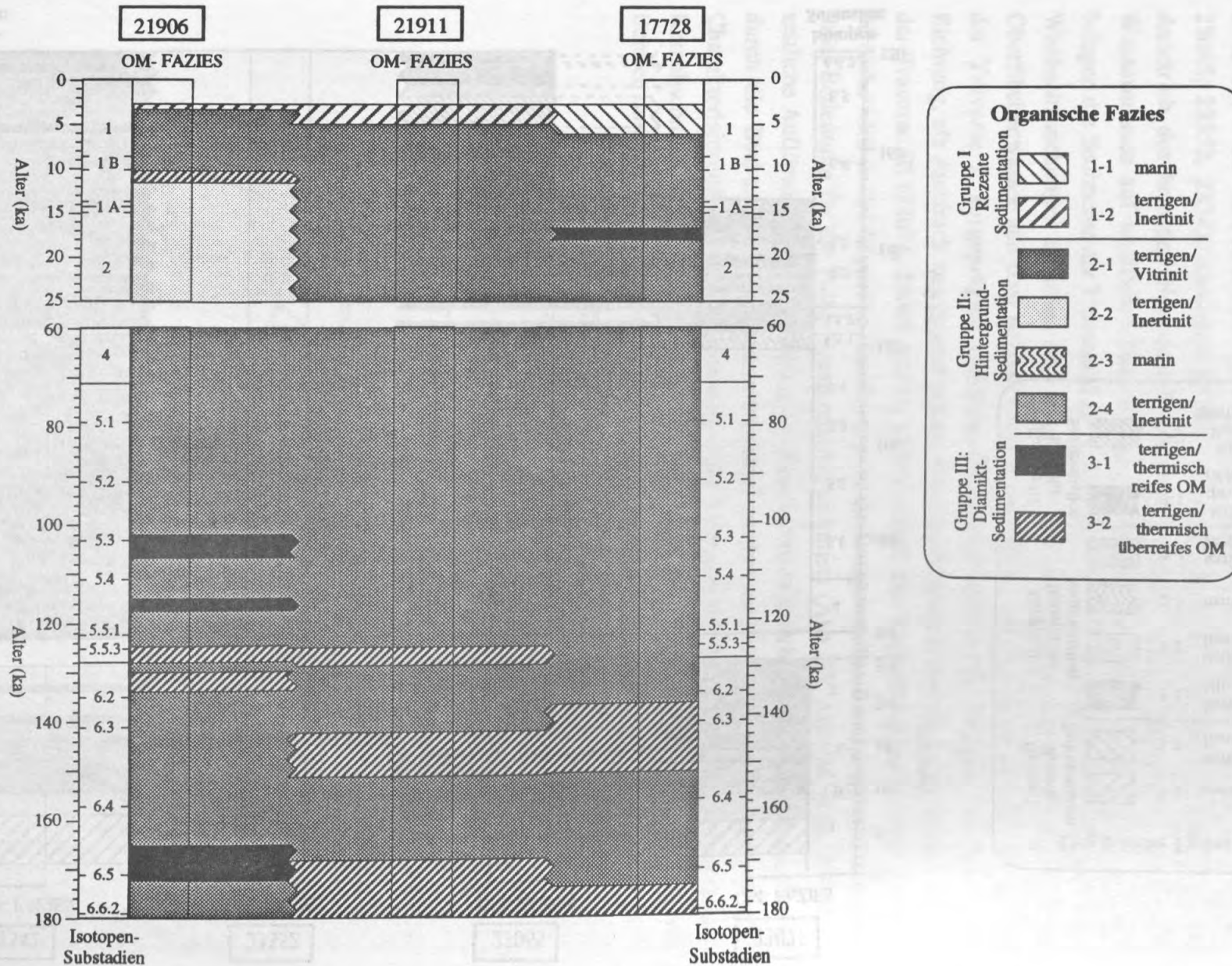


Abb. 34: Organische Faziesverteilung entlang der Kerntraverse II (NW Grönland-Bruchzone - westliches Boreas-Becken) für die Isotopenstadien 6/5 und 2/1.

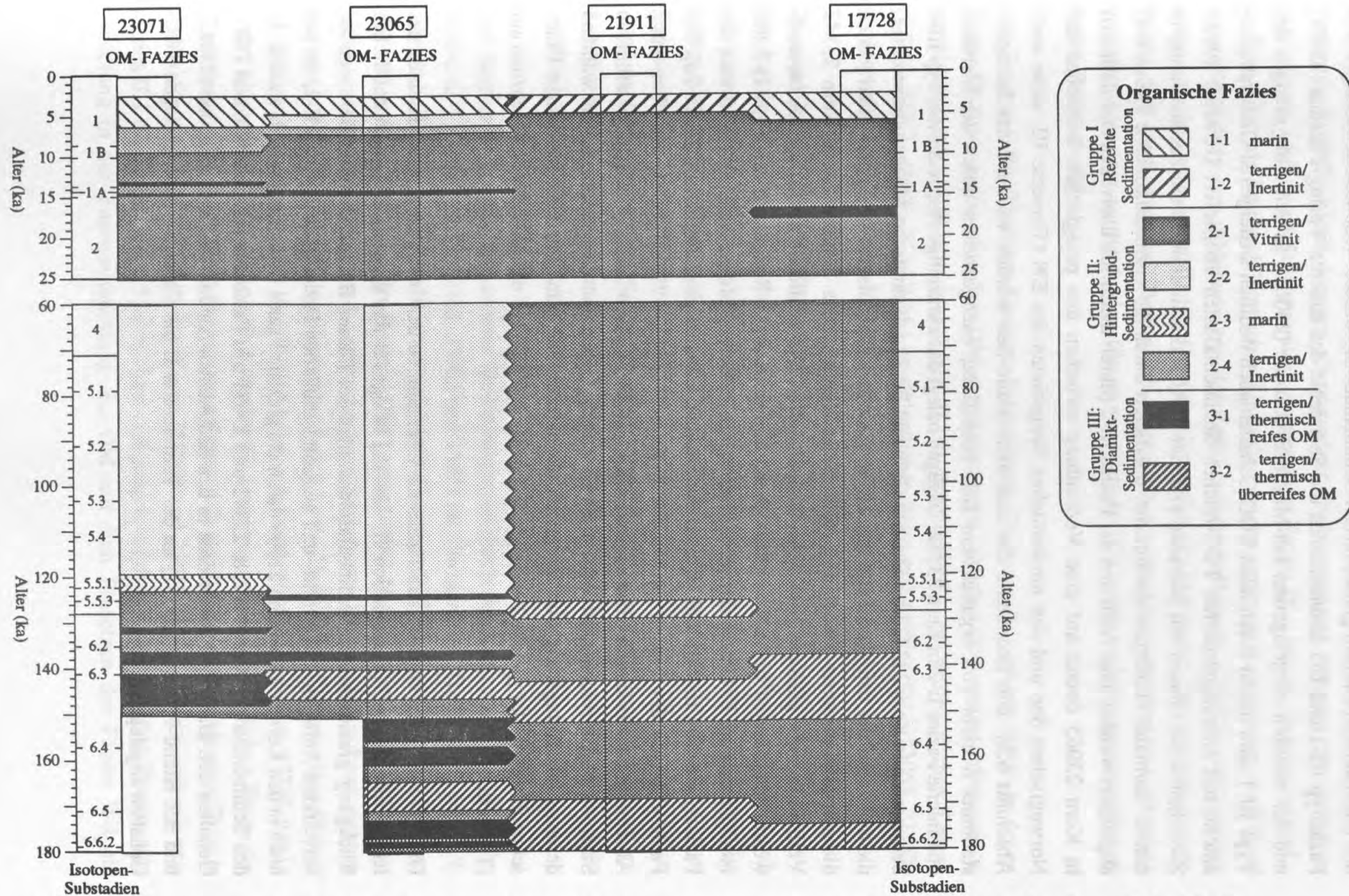


Abb. 35: Organische Faziesverteilung entlang der Kerntraverse III (Vøring-Plateau - Jan-Mayen-Bruchzone - NW Grönländische-See - Boreas-Becken) für die Isotopenstadien 6/5 und 2/1.

Die organische Faziesverteilung während des Isotopenstadiums 6 belegt für die Norwegische-See einen starken Einfluß glaziomariner Sedimentationsprozesse. Wechselnde Abfolgen von Faziestyp III-1 und II-1 kennzeichnen die Sedimente des äußeren Vøring-Plateaus (23071) und der westlich vorgelagerten Jan-Mayen-Bruchzone (23065). In den Ablagerungen des Typs III-1 sind neben maximalen TOC-Gehalten auch deutlich ansteigende Grobfraktionsanteile mit eistransportierten TOC-reichen Sedimentklasten überliefert (Henrich 1992). Zwischen diese Phasen mit pulsartig erhöhter TOC-Akkumulation treten Zeitabschnitte in denen "normale" Hintergrundsedimente, überliefert durch die vitrinitdominierte Fazies II-1, abgelagert wurden. Das Auftreten der Fazies III-2 (durch thermisch überreifes OM definiert) in Kern 23065 deutet auf eine Verbindung zwischen den pelagischen Bereichen der Norwegischen See und den nordöstlichen Seegebieten des EN (Traverse III, siehe auch Abschnitt 6.3). Die Sedimente der zentralen Island-See wurden während des Isotopenstadiums 6 nicht von organischem IRD beeinflusst; nachgewiesen durch die inertinitdominierte Fazies II-2 in Kern 23352. Dagegen belegt das kurzzeitige Auftreten von Typ III-1 Sedimenten in Kern 23342 im südlichen Grönland-Becken dynamische Ablagerungsprozesse, die denen auf der östlichen Seite des EN vergleichbar sind. Insgesamt dokumentiert jedoch die vitrinitdominierte Fazies II-1 über weite Bereiche des Stadiums 6 in Kern 23342 Verhältnisse mit glazialer Hintergrundsedimentation. Ein ähnliches Bild zeigt sich im nord-westlichen Bereich des EN (21906). Auch hier bestimmen Sedimente des Typs II-1 das Isotopenstadium 6. Unterbrochen wird diese einheitliche Abfolge durch das Auftreten der Faziestypen III-1 und III-2 ab dem späten Stadium 6 bis in die Termination II (128 ka). Die Faziesabfolgen der beiden nordöstlichen Kerne (21911, 17728) korrelieren über weite Abschnitte des vorletzten Glazials. Zwei Zeitintervalle während des frühen und des mittleren Stadiums 6 kennzeichnen mit der Fazies III-2 Phasen glaziomariner Sedimentation, während derer es zur Ablagerung von thermisch überreifem OM kam. Mit einer zeitlichen Überschneidung tritt der gleiche Faziestyp III-2 in Kern 23065 auf der Jan-Mayen-Bruchzone auf (Traverse III).

Die Verteilung der organischen Fazies im Übergang zu den interglazialen Sedimenten des Isotopenstadiums 5 (Termination II, 128 ka) belegt für das gesamte EN einen deutlichen Rückgang glaziomariner Sedimentationsereignisse. Dieser Befund dokumentiert sich im verstärkten Auftreten der vitrinit- und inertinitdominierten Faziestypen II-1 und II-2, die nur noch in den Kernen 21911 und 21906 durch die glaziale Fazies III-2 unterbrochen werden. In den Sedimenten der Kerne 17728, 23342 und 23071 tritt Faziestyp II-1 mit mittleren TOC-Gehalten auf. Demgegenüber wurde in den Sedimenten der Jan-Mayen-Bruchzone (23065) und des Island-Plateaus (23352) ab der Termination II die Fazies II-2 mit geringen TOC-Gehalten abgelagert.

Die Sedimente des Stadiums 5.5 überliefern weder für die nördlichen Seegebiete (17728, 21911, 21906) noch für das Island-Plateau (23352) eine Veränderungen in der organischen Fazies. In Kern 23065 ist dagegen glaziomariner Sedimenteintrag während des Isotopen-substadiums 5.5.3 durch das kurzzeitige Auftreten der Fazies III-1 belegt. Das Isotopensubstadium 5.5.1, als fossiles klimatisches Äquivalent zu den rezenten Bedingungen im EN, ist ausschließlich in den Ablagerungen des äußeren Vøring-Plateaus (23071) und weniger ausgeprägt in denen der südlichen Grönländischen See (23342) durch die marindominierte Fazies II-3 nachgewiesen. Begünstigt wurde die fossile Überlieferung des erhöhten autochthonen Signals durch signifikant ansteigende TOC-Akkumulationsraten während dieses Zeitintervalls.

Die Sedimente des Stadiums 5 zeigen, bis auf kurze Zeitintervalle in Kern 21906, in denen Fazies III-1 mit thermisch reifem OM abgelagert wurde, konstant Hintergrundsedimentation an. Neben der vitrinitdominierten Fazies II-1 in den nördlichen und südwestlichen Kernen (17728, 21911, 21906, 23342) tritt im südöstlichen Bereich des EN (23071, 23065, 23352) die inertinitdominierte Fazies II-2 auf.

Die glazialen Ablagerungen des Isotopenstadiums 2 sind, anders als im vorletzten Glazial, nur durch geringe Variationen in der organischen Fazies bestimmt. In den östlich und nordöstlich gelegenen Kernen 23071, 23065, 17728 und 21911 wurde über die gesamte Zeitspanne die Fazies II-1 abgelagert. Dagegen zeichnen sich die Sedimente der westlichen und nördlichen Grönländischen See (21906 und 23342) und des Island-Plateaus (23352), bis etwa vor 19 ka, durch die Dominanz von oxidiertem OM aus (Fazies II-2). Ab diesem Zeitpunkt wird in Kern 23342 mit dem Einsetzen eines III-1-Horizonts der Übergang zur vitrinitdominierten organischen Fazies II-1 markiert.

Der Beginn deglazialer klimatischer Bedingungen ist durch das kurzzeitige Einsetzen der Fazies III-1 in den Kernen 17728, 23065 und 23071 im Übergang zur Termination IA (14,9-13,6 ky) überliefert. Die Sedimente des Island-Plateaus (23352), des Grönland-Beckens (23342) und der Grönland-Bruchzone (21911 und 21906) blieben von diesen Sedimentationsprozessen unbeeinflusst und werden durch die Faziestypen II-1 und II-2 gekennzeichnet. Kurzzeitig zeigt in Kern 21906 zwischen 11,5-10,1 ky die Fazies III-2 glaziomarinen Eintrag an. Während der Termination IB (10,1-8,6 ky) wurde in den nördlichen Kernen 17728, 21911 und 21906 einheitlich Faziestyp II-1 abgelagert. Dagegen zeigen die westlichen Kerne der Traverse I (23342 und 23352) überwiegend Fazies II-2. Der Beginn der Termination IB ist in den Ablagerungen der südöstlichen Kerne (23065 und 23071) durch die vitrinitdominierte Fazies II-1 überliefert. Bei 9,5 ka zeichnet sich jedoch auf dem äußeren Vøring-Plateau eine Änderung in der Zusammensetzung des OM mit dem Einsetzen der Fazies II-4 ab.

Zeitversetzt wurde auch in dem westlich gelegenen Kern 23065 ab 7,3 ka die Fazies II-4 mit einem erhöhten Anteil von Inertodetrinit abgelagert, die nach etwa 1 ky in die TOC-ärmere Fazies II-2 übergeht.

Der Wechsel zu den rezenten Sedimenten ist in allen Kernen durch das Auftreten der Faziesgruppe I gekennzeichnet. Während die im Einflußbereich des Norwegen-Stroms abgelagerten Oberflächensedimente (23071, 23065, 23352, 23342, 17728) durch dominant autochthones OM (Faziestyp I-1) charakterisiert sind, belegt der allochthon geprägte Typ I-2 in den Kernen 21906 und 21911 einen Einfluß glaziomariner Sedimentationsprozesse im Einflußbereich polarer Wassermassen.

6. Diskussion

6.1 Korrelation organischer und lithologischer Faziesseinheiten

Änderungen in der Menge des OM können z.T. bereits bei der optischen Beschreibung der Sedimente an Bord oder aber bei der anschließenden sedimentologischen Bearbeitung im Labor erkannt werden. Kernabschnitte mit erhöhten TOC-Gehalten, wie sie typischerweise in den glazialen Serien angetroffen werden, sind durch dunkle Farben zwischen schwarz und dunkeloliv/grau mit erhöhtem Anteil grobkörniger Klasten gekennzeichnet (Henrich et al. 1989, Henrich 1992). Eine besondere Bedeutung kommt hierbei dem Anteil und der Zusammensetzung der Grobfaktion ($> 63 \mu\text{m}$) als Anzeiger für eistransportiertes Material (IRD) zu. Demgegenüber zeigen interglaziale Sedimente eine durchweg hellere Farbe mit deutlich feinerer Zusammensetzung. Umfangreiche sedimentologische Bearbeitungen an einer Vielzahl pelagischer Kerne aus dem zentralen und nördlichen EN und den angrenzenden arktischen Meeresbereichen belegen charakteristische Variationen sedimentologischer Parameter (Karbonatgehalt der Gesamt- und Feinfraktion; Grobfraktionsanteil und -zusammensetzung; kalkig-biogene, kieselig-biogene und mineralische Anteile), auf deren Grundlage eine paläo-ozeanographische Rekonstruktion der Seegebiete entwickelt wurde (Bischof 1990, Hamich 1991, Hebbeln 1992, Henrich 1992, Kubisch 1991, Schacht 1991, Söding 1991, Spielhagen 1991). Eine Gliederung in Lithofaziesseinheiten ist für die Kerne 23071, 23065, 23352 und 23342 von Henrich (1992), für den Kern 21906 von Hamich (1991) und für den Kern 17728 von Söding (1991) durchgeführt worden (siehe Abschnitt 3.4). Entsprechend dieser Einteilung kennzeichnen die karbonat- und foraminiferenreichen Faziestypen A und B3/By Ablagerungen, welche unter atlantischen Wassermassen sedimentiert wurden, wohingegen die dunkleren karbonatärmeren Typen B1/B2 und C mit niedrigen und mittleren TOC-Gehalten als Abbild arktischer und polarer Wassermassen interpretiert werden. Spezielle glaziale Sedimentationsereignisse haben in der Ablagerung von Diamikten mit stark erhöhten Grobfraktionsgehalten bei hohen TOC- und geringen Karbonatwerten geführt, die in den Lithofaziestypen D, E, F und Fx zusammengefaßt werden. Hinzutreten in den nordwestlichen Sedimenten des EN (21906) sandige, z.T. foraminiferenreiche Horizonte, die von Hamich (1991) als Hinweis auf Kontourströme gedeutet werden. Die enge Verknüpfung zwischen dem TOC-Signal und anderen sedimentologischen Parametern wird bei der Gegenüberstellung organischer und lithologischer Faziesseinheiten deutlich (siehe Abb. 36, Abb. 37).

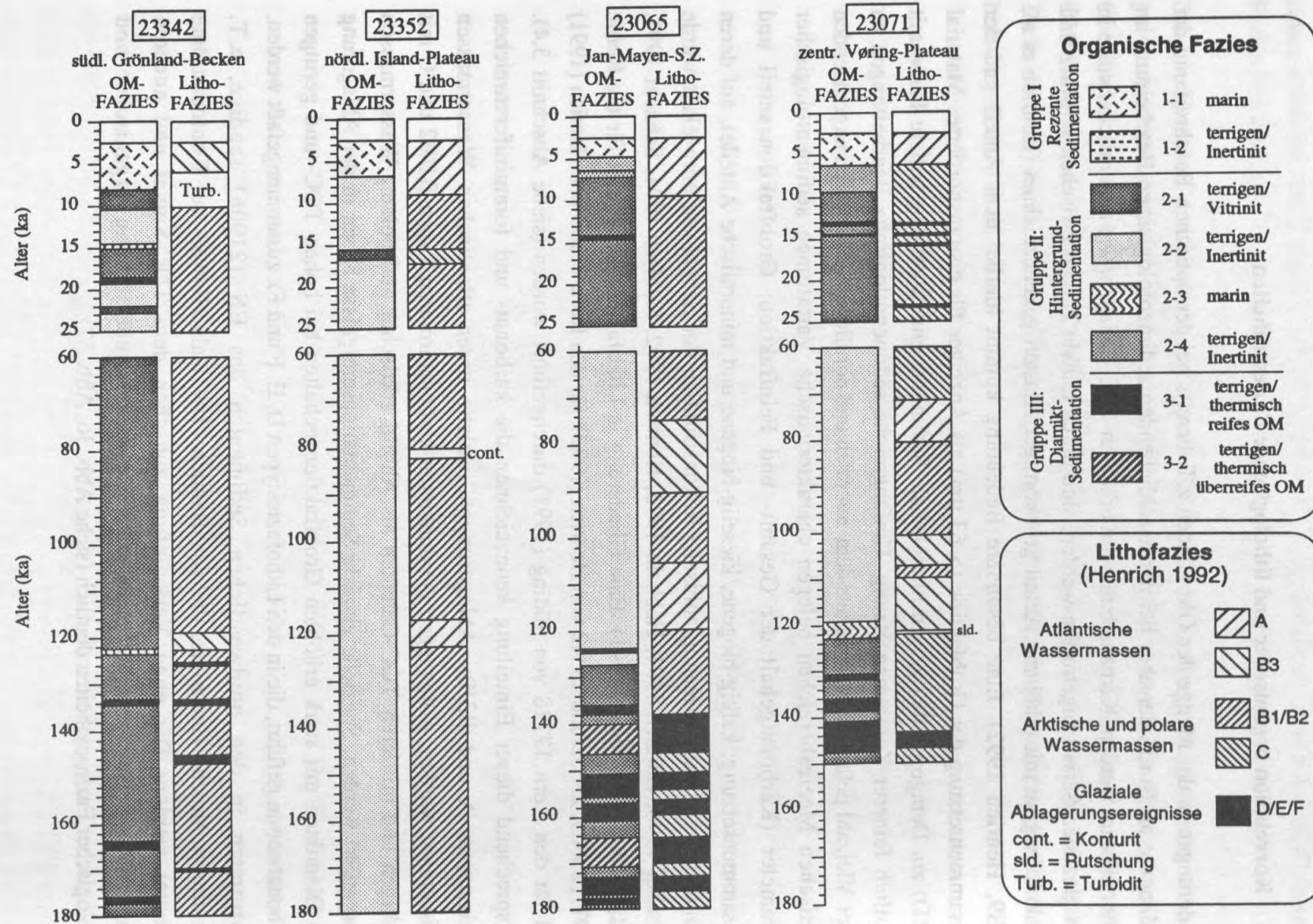


Abb. 36: Gegenüberstellung organischer und lithologischer Fazieseinheiten entlang der Kerntraverse I (Vøring-Plateau - Island-See - südliche Grönland-See).

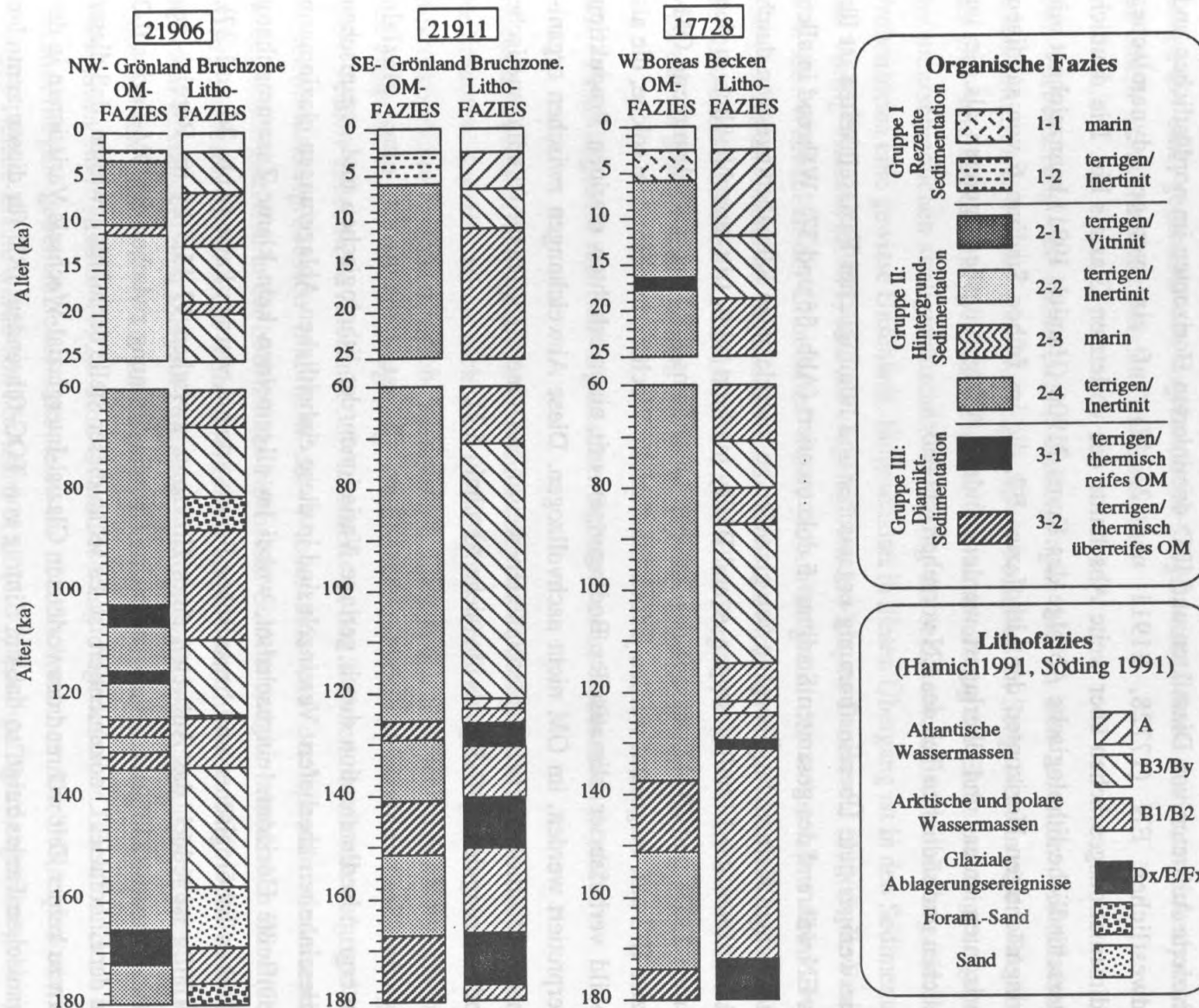


Abb. 37: Gegenüberstellung organischer und lithologischer Faziesseinheiten entlang der Kerntraverse II (NW Grönland-Bruchzone - Boreas-Becken)

Maximale Übereinstimmung tritt in den Kernabschnitten des Isotopenstadiums 6 und den Ablagerungen der Termination II (128 ka) auf. Kurzzeitige Wechsel zwischen IRD-Schüttungsereignissen und Phasen glazialer Hintergrundsedimentation sind in den Sedimenten der Norwegischen See (23071 und 23065) besonders deutlich überliefert und stimmen in Kern 23065 in exemplarischer Weise überein (Abb. 36). Demgegenüber weist das reduzierte Auftreten von Diamikten und IRD-dominierten Horizonten im nordöstlichen und südwestlichen EN (17728, 21911 und 23342) auf ein weniger dynamisches Sedimentationsgeschehen über weite Abschnitte des vorletzten Glazials hin. Die deutlich unterschiedliche lithologische Abfolge des Kerns 21906 (Hamich 1991) kennzeichnet mit geringmächtigen Horizonten der Lithofazies B2, die im frühen Stadium 6 von sandigen Horizonten unter- und überlagert werden, andere Ablagerungsbedingungen als sie im östlichen und südlichen Teil des EN vorgeherrscht haben.

Eine weniger gute Übereinstimmung organischer und lithologischer Faziesseinheiten ist für das EN während des gesamten Stadiums 5 dokumentiert (Abb. 36 und 37). Während in allen untersuchten Kernen der Übergang von glazialen zu interglazialen Klimabedingungen durch das Auftreten der Lithofaziestypen A und B3/By markiert wird, tritt ausschließlich in den Kernen 23071 und 23342 während des Isotopensubstadiums 5.5.1 die marindominierte OM-Fazies II-3 auf. Insgesamt werden jedoch lithofazielle Wechsel, insbesondere solche, die als Abbild verbesserter klimatischer Bedingungen mit einer erhöhten marinen Produktion interpretiert werden, im OM nicht nachvollzogen. Diese Abweichungen zwischen organischen und lithologischen Faziesseinheiten weisen auf eine signifikante frühdiagenetische Modifizierung des TOC-Signals hin (siehe Abschnitt 6.2).

In den Sedimenten des Isotopenstadiums 2 ist beckenweit eine glaziale Hintergrundsedimentation durch geringe Variationen der lithologischen und organischen Faziesseinheiten überliefert. Vereinzelt sind in diese einheitlichen Ablagerungen glaziomarin beeinflusste Horizonte eingeschaltet, wobei im allgemeinen kein klarer Zusammenhang zwischen lithologischer und organischer Fazies erkannt werden kann (Abb. 36 und 37). Auffällig ist jedoch das Auftreten eines Horizonts zwischen 17-15,5 ky im Bereich des Island-Plateaus (23352), bei dem eine exakte Übereinstimmung zwischen der OM-Fazies II-2 und der Lithofazies C dokumentiert ist. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß dieser Kern zu keiner Zeit während des vorletzten Glazial-Interglazial-Wechsels Variationen in der organischen Fazies zeigt, so daß ein Eintrag von TOC-führendem IRD für diesen zentralen Bereich des EN, mit Ausnahme des oben genannten Zeitintervalls im Stadium 2, ausgeschlossen werden kann.

Der Übergang vom letzten glazialen Maximum zu den holozänen Klimabedingungen ist, sowohl in der organischen als auch in der lithologischen Fazies, durch das Einsetzen glaziomariner Sedimentationsereignisse im Bereich der Norwegischen See bestimmt (23071 und 23065). Geringmächtige Diamiktlagen treten jedoch nur auf dem Vøring-Plateau mit der organischen Fazies III-1 zeitgleich auf. Zwischengeschaltete Horizonte der Fazies II-1 bzw. C deuten auf eine, gegenüber den angrenzenden Seegebieten, höhere Sedimentationsdynamik mit einem westwärts abnehmenden Gradienten hin.

Die Verbesserung der klimatischen Bedingungen bis zu den rezenten Verhältnissen dokumentiert sich für die vom Norwegen-Strom beeinflussten Seegebiete in einem Wechsel der OM- und Lithofaziestypen. Die zeitliche Übereinstimmung der Einheiten zeigt aufgrund der unterschiedlichen stratigraphischen Auflösung der sedimentologischen und organischen Probenserien eine gewisse Unschärfe. Eingeschaltet in diesen Übergang ist in den Sedimenten des Vøring-Plateaus (23071) und der vorgelagerten Jan-Mayen-Bruchzone (23065) die Fazies II-4. Ein Wechsel in der Lithofazies wurde jedoch aufgrund des weiter oben diskutierten übergreifenden Charakters organischer Faziesseinheiten nicht hervorgerufen. Im Gegensatz zu den östlichen Bereichen des EN ist für die nördlichen Seegebiete (21911 und 21906) auch im Holozän ein glaziomariner Eintrag von TOC-führendem IRD nachgewiesen.

6.2 Frühdiagenese mariner organischer Substanzen in Sedimenten des EN

Hinweise auf eine frühdiagenetische Modifizierung des TOC-Signals in den oberflächennahen Sedimenten des EN leiten sich aus spezifischen Profilverläufen geochemischer und mikroskopischer Parameter, welche besonders deutlich in den Sedimenten der Norwegischen See ausgebildet sind, ab. Die ausgeprägte Saisonalität der Primärproduktion (von Bodungen 1989, Peinert 1986, siehe Abschnitt 3.6) ist bereits an der Sedimentoberfläche aufgrund von Transformationsprozessen innerhalb der Wassersäule und der spontan einsetzenden biologischen Aktivität in der bodennahen Nepheloid-Schicht und der benthischen Zone (Graf 1989, Thomsen 1992) nicht mehr überliefert. Rapide abnehmende TOC-Gehalte in den obersten Kernabschnitten spiegeln komplexe mikrobiologisch-geochemische Prozesse in der bioturbierten Zone wider, die zu einer selektiven Remineralisierung labiler organischer Substanzen führt (Köster 1992). Eine Quantifizierung diagenetischer Effekte anhand von Veränderungen geochemischer Parameter an oberflächennahen Turbiditsequenzen der Madeira Tiefsee-Ebene wurde von McArthur et al. (1992) durchgeführt. Insgesamt geben die Autoren eine oxidative Remineralisierung des ursprünglich abgelagerten OM um 60 %, bei gleichzeitiger Abnahme des HI um 50 % und einer Veränderung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals um 2,8 ‰PDB zu leichteren Werten an.

Oberflächennahe diagenetische Prozesse resultieren in den Sedimenten des EN in einer Verschiebung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals um etwa 1 ‰PDB, von -22,0 bis -22,9 ‰PDB an der Sedimentoberfläche zu -23,0 bis -23,7 ‰PDB in etwa 25 cm Teufe. Eine weitere Modifizierung des Isotopensignals um 0,8 ‰PDB auf -23,8 ‰PDB wurde in Kern 23071 bis zum Einsetzen der deglazialen Diamiktsedimentation gemessen. Vergleichbare Veränderungen des Isotopensignals werden von Hebbeln (1991) mit 0,5-2 ‰PDB und Dean et al. (1986) mit 1-2 ‰PDB angegeben.

Weitere Hinweise auf frühdiaagenetische Veränderungen des OM liefert der mit zunehmender Kernteufe abnehmende HI von maximal 270 mgKW/gTOC an der Sedimentoberfläche auf unter 50 mgKW/gTOC im Übergang zum letzten Glazial. Die hierdurch angezeigte Änderung in der Zusammensetzung des OM von Kerogentyp II/III (marin/terrestrisch, nach Tissot & Welte 1984) zu III/IV (terrestrisch/oxidiert, nach Peters 1986) kennzeichnet einerseits die relative Abnahme des autochthonen Signals mit zunehmender Kernteufe, andererseits kann dieser Prozeß jedoch durch einen zunehmenden Eintrag von allochthonem OM aufgrund geänderter klimatischer Bedingungen überlagert werden. Eine Trennung zwischen diesen unterschiedlichen Prozessen ist bedingt mit Hilfe mikroskopischer Untersuchungsmethoden möglich.

Als dritter Parameter liefert der mikroskopisch ermittelte autochthone Anteil am OM Aussagen über selektive Abbauprozesse. Dies wird bereits in der graphischen Darstellung gewichtsnormierter, autochthoner und allochthoner Anteile durch einen einseitigen Rückgang des marinen Mazeralanteils deutlich (Abb. 23, 25 bis 30). Welchen quantitativen Einfluß frühdiaagenetische Prozesse auf das autochthone Signal mit zunehmender Kernteufe haben, läßt sich nach Normierung der marinen Anteile auf den Ausgangswert an der Sedimentoberfläche ermitteln (Abb. 38). Trotz deutlich unterschiedlicher Sedimentationsraten in den Oberflächensedimenten des EN, mit Maximalwerten von 9,8 cm/ky auf dem Vøring-Plateau und Minimalwerten von 0,8 cm/ky im Boreas-Becken, ist in den obersten 40 cm der Profile ein vergleichbar effektiver Abbau des marinen OM überliefert. Dominant gesteuert wird dieser Prozeß durch benthische Aktivität und Porenwasserfrühdiaagenese, wodurch bis in 20-30 cm Teufe zwischen 35-50 % des ursprünglich sedimentierten autochthonen OM remineralisiert wird. Der kontinuierlich abfallende Verlauf aller Profile weist auf einen stark überprägend wirkenden Abbau durch Mikroorganismen hin, da konstante Mischwerte in bioturbirten Kernabschnitten, als Hinweis auf eine intensive Homogenisierung des Sediments, nicht auftreten.

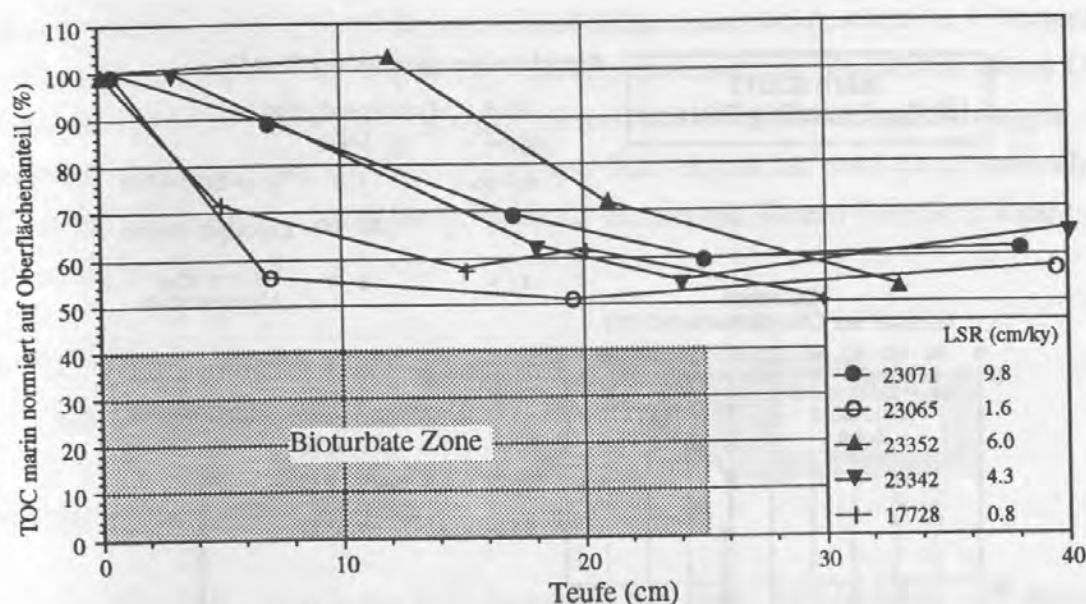


Abb. 38: Einfluß von Frühdiagenese auf autochthones organisches Material, dargestellt an fünf oberflächennahen Profilverläufen aus unterschiedlichen Bereichen der Norwegischen See und des Boreas Beckens. Trotz deutlich unterschiedlicher Sedimentationsraten ist ein vergleichbar effektiver Abbau des marinen organischen Materials um 35-50 % des ursprünglich abgelagerten Wertes in der bioturbaten Zone überliefert.

Frühdiagenetische Einflüsse auf tieferliegende Kernabschnitte werden exemplarisch am Kern 23071 diskutiert und mit den durchschnittlichen autochthonen Flußraten in der Wassersäule verknüpft (Abb. 39): Ausgehend von durchschnittlich 60-90 gC/m²*y primär produziertem OM (PP) in der photischen Zone (von Bodungen, mündl. Mitt.) erreichen nur 0,25 gC/m²*y ($\approx 0,42$ -0,27 %PP) des ursprünglichen Signals die Sedimentoberfläche auf dem äußeren Vøring-Plateau. Der im vorigen Abschnitt diskutierte Abbau in der bioturbaten Zone (22 cm, nach Ruff 1988) reduziert das marine Signal der Sedimentoberfläche in 25 cm Teufe um 40 % ($\approx 0,2$ -0,33 %PP). Eine weitere Modifizierung der geochemischen Parameter ist während des Isotopenstadiums 1 und 2 nicht dokumentiert. Es fällt jedoch ein Rückgang des autochthonen Signals bis zu 46 % ($\approx 0,15$ -0,1 %PP) zwischen 90-100 cm Kernteufe auf, der mit dem Einsetzen der deglazialen Diamiktsedimentation einhergeht. Ein signifikant niedriger mariner Anteil von 25 % ($\approx 0,016$ -0,01 %PP) bei geringen TOC-Gehalten um 0,2 Gew.% tritt 450 cm tiefer im Kernprofil (Isotopenstadium 5) auf. Dieser Befund weist auf eine längerfristig wirksame diagenetische Reduzierung organischer Substanzen bis zur fast vollständigen Oxidation des autochthonen Signals hin. Ein Anstieg der autochthonen Werte auf 80 % ($\approx 0,13$ -0,08 %PP) des rezent abgelagerten autochthonen OM kennzeichnet in 600 cm Teufe das Klimaoptimum des letzten Interglazials (5.5.1). Der Übergang zum vorletzten Glazial ist in einem deutlichen Rückgang mariner Anteile auf Werte zwischen 40-50 % ($\approx 0,08$ -0,05 %PP) mit zunehmender Kernteufe überliefert.

Kern 23071
Äußeres Vøring-Plateau

Autochthones organisches Material

Fluß gC/m ² y	Primärproduktion %- Anteil	
60 - 90	100	Primärproduktion
30	50 - 30	Exportproduktion
3 - 4	5 - 3	300 m über Meeresboden

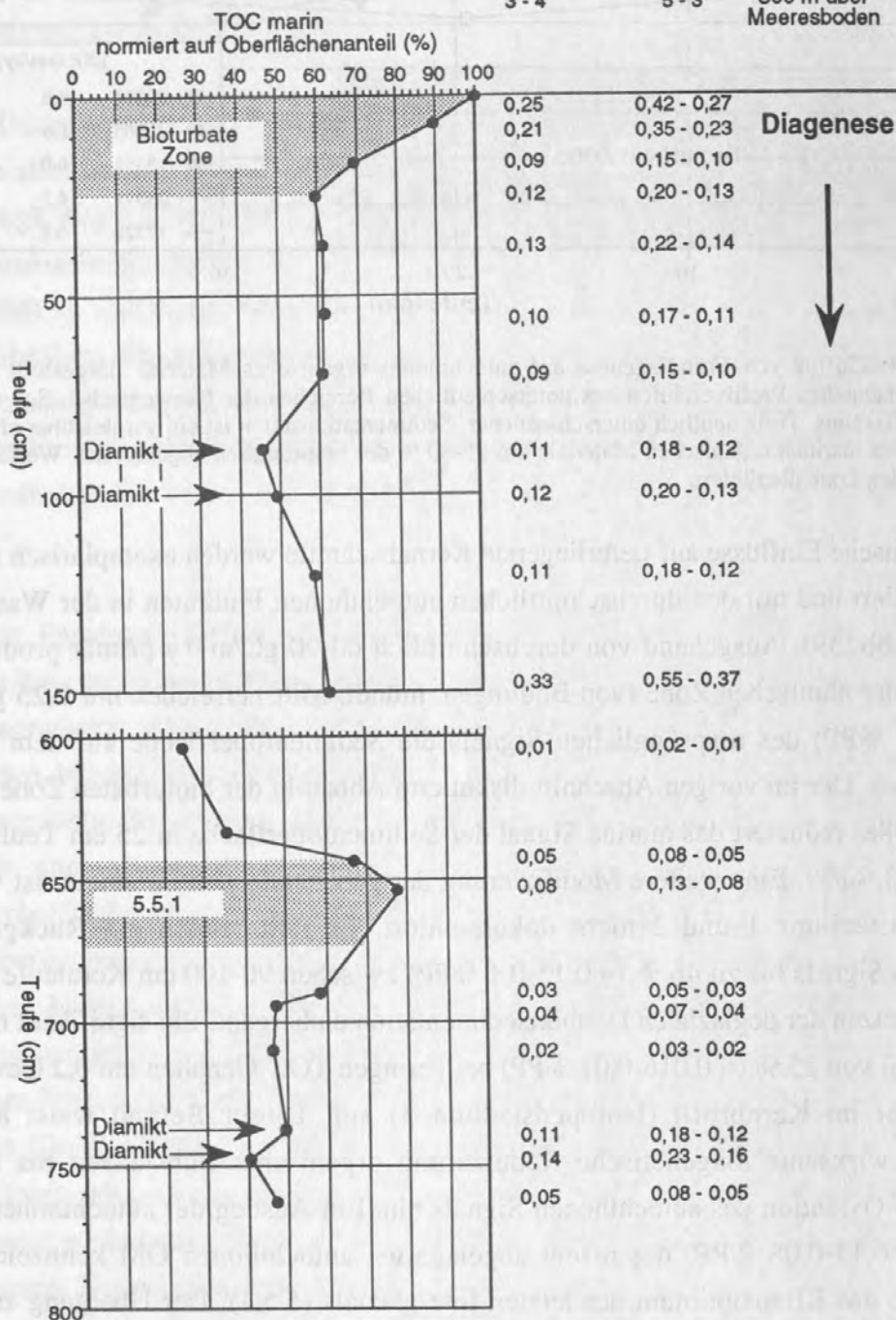


Abb. 39: Einfluß der Frühdiagenese auf das autochthone organische Material in Sedimenten des äußeren Vøring-Plateaus, Kern 23071. Der Profilverlauf des normierten marinen TOC-Signals belegt einen Abbau von 40 % in den obersten 30 cm des Sediments, der in Diamikthorizonten um weitere 15 % reduziert ist. Längerfristig wirksame Remineralisierung führt in 600-630 cm Tiefe zu einem minimalen autochthonen Anteil von 25 %. Ein signifikanter Anstieg auf 80 % überliefert das Klimaoptimum des vorletzten Interglazials (5.5.1). Verknüpft sind die Daten mit dem durchschnittlichen marinen Fluß im rezenten Europäischen Nordmeer.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß frühdiagenetische, selektive Abbauprozesse einen erheblichen Einfluß auf die Menge und Zusammensetzung des sedimentären OM im EN haben. Berechnungen von Paläoproduktivitäten über Transfergleichungen, deren Datenbasis das fossile, diagenetisch überprägte TOC-Signal ist, sind daher zumindest für TOC-arme Sedimente kritisch zu betrachten und wurden aus diesem Grunde in dieser Arbeit nicht durchgeführt.

6.3 TOC-reiche Klasten in glazialen und deglazialen Sedimenten

- Ein paläo-ozeanographisch signifikanter Tracer?

Kohle- und Schwarzschieferklasten

Das Auftreten eistransportierter Klasten $> 500 \mu\text{m}$ (IRD) in glazialen und deglazialen Sedimenten des EN und dem angrenzenden arktischen Seegebiet wurde von verschiedenen Autoren zur Rekonstruktion der Eisdrift- bzw. Oberflächenströmungsrichtungen, mit z.T. gegensätzlichen Interpretationen, genutzt (Henrich et al. 1989, Bischof et al. 1991, Hebbeln 1991, Kubisch 1991, Spielhagen 1991, Henrich 1992). Kohle- und TOC-führende Ton-/Siltsteinklasten ($> 500 \mu\text{m}$) sind in den Sedimenten des östlichen EN ab 2,45 Ma mit dem Einsetzen der massiven kontinentalen Vergletscherung der angrenzenden Landgebiete (Hölemann et al. 1990, Hölemann 1993, Hölemann & Henrich subm.) bis in die Sedimente der Termination I, insbesondere für kaltzeitliche und deglaziale Klimaphasen, beschrieben (Henrich et al. 1989, Hebbeln 1991, Spielhagen 1991, Henrich 1992). Ein verstärktes Auftreten solcher Kohleklasten ist insbesondere während des Isotopenstadiums 6, sowohl in den Sedimenten des EN (Henrich et al. 1989, Botz et al. 1991, Henrich 1992, Hölemann 1993), als auch in zentralen Bereichen der Fram-Straße (Hebbeln 1991, Spielhagen 1991) und dem östlichen arktischen Ozean (Kubisch 1991) beschrieben. Bischof et al. (1991) postulieren basierend auf abnehmenden Anteilen an Kohleklasten von 65-20 % (Fraktion $> 500 \mu\text{m}$) im östlichen Arktischen Ozean und der Fram-Straße auf 20-5 % (Fraktion $> 500 \mu\text{m}$) in der Norwegischen See eine Umkehrung der Eisdriftströmung in südliche Richtung. Als Quellgebiet wird aufgrund der geringen Variation der thermischen Reife (0,31-0,44 %Rm, Braunkohle) und der organisch-petrologischen Zusammensetzung der untersuchten Kohleklasten ein Liefergebiet auf Franz-Josef-Land (Kreide bis Paläogen) oder dem nördlichen Sibirien (Kreide auf der Taymyr Halbinsel, Drainagebecken des Jenessei oder Lena) angegeben. Diese Interpretation wird nach Hebbeln (1991) durch das verstärkte Auftreten von IRD (mit Kohlen) während des Stadiums 6 in Sedimenten der zentralen Fram-Straße bestätigt. Wie in Abschnitt 3.6 genauer dargestellt, handelt es sich bei den kohleführenden Schichten auf Franz-Josef-Land ausschließlich um lokale, geringmächtige Flöze ($< 2 \text{ m}$) bzw. linsenförmige Einschaltungen ($< 50 \text{ cm}$) in Sandsteinen (Dibner & Krylova 1965), so daß

diese Inselgruppe als Liefergebiet sicher nur von regionaler Bedeutung für die Sedimente der nördlich angrenzenden Schelfbereiche ist (Abb. 10). Demgegenüber stehen entlang des sibirischen und kanadischen Hinterlands ausgedehnte Braunkohlevorkommen an. Die hier durchgeführten isotopenchemischen Untersuchungen an Braunkohlen (0,31 %Rm) aus dem Gebiet von Katanga, Sibirien (Abb. 10, Position 1A), ergaben ein auffällig schweres Isotopensignal von -23,05 ‰PDB (Tab.7). Deutlich leichtere Isotopenwerte zwischen -25,42 und -25,64 ‰PDB wurden im Rahmen dieser Arbeit an Braunkohlen vergleichbarer thermischer Reife von Point Barrow, Kanada, ermittelt (Abb. 10, Position 1B und Tab.7). Dagegen werden $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von -24,0 bis -25,0 ‰PDB für Kohleklasten aus glazialen Sedimenten der Fram-Straße angegeben (Hebbeln 1991), so daß aufgrund der Isotopendaten die oben genannten arktischen Vorkommen als Liefergebiete nicht nachgewiesen werden können. Als mögliche Quellregion für den Bereich der Fram-Straße bieten sich aufgrund ihrer niedrigen thermischen Reife eher die tertiären Kohlevorkommen der Firkanten-, Aspelintoppen- und Forlandsundet-"Formation" auf dem benachbarten Spitzbergen an. Ein Nachweis hierfür steht jedoch noch aus.

Die große Varianz von fünf bis sechs verschiedenen Kohlearten mit einem Maturitätsbereich zwischen 0,3-1,2 %Rm (Braun-/Steinkohle) in Sedimenten der zentralen Norwegischen See (23059, Botz et al. 1991) kann nicht nachvollzogen werden. Dagegen bestätigen die Daten dieser Arbeit die Analyseergebnisse von Bischof et al. (1991). Die sehr ähnliche organisch-petrologische Zusammensetzung und eine wenig variierende thermische Reife (Braunkohle-Stadium) wurde sowohl von den oben genannten Autoren als auch im Rahmen der eigenen Analysen an allen untersuchten Kohle- und Schwarzschieferklasten in den Sedimenten des EN und den angrenzenden nördlichen Seegebieten erkannt (siehe auch Abschnitt 5.3). Der von Bischof et al. (1991) vorgestellten Interpretation kann dagegen aufgrund folgender Befunde nicht gefolgt werden: (1) Der bereits oben diskutierte isotopenchemische Charakter der untersuchten arktischen Kohlen aus dem Bereich der Laptev-See, des kanadischen Schelfs und aus der Fram-Straße (Hebbeln 1991) läßt eine Identifizierung dieser Vorkommen als potentielle Liefergebiete nicht zu. (2) Zusätzlich belegt das Auftreten von Schreibkreideklasten in glazialen Sedimenten des EN (Hamich 1991, Schacht 1991, Henrich 1992) bis in die südliche Fram-Straße (Hebbeln 1991, Spielhagen 1991) eindeutig die Präsenz einer, zumindest im östlichen Bereich des EN, temporär vorhandenen nordwärts gerichteten Oberflächenströmung. Eine Zusammenstellung der beschriebenen Kreide- und Kohlevorkommen, ergänzt durch Ergebnisse eigener Untersuchungen, ist in Abb. 40 dargestellt. (3) Hierbei fällt auf, daß Kohle- oder Schwarzschieferklasten entlang einer Ost-West Traverse zwischen 75 °N und 77 °N (21906, 21910, 21911, 17728), bis auf einzelne Partikel, nicht in der Grobfraktion (> 500 µm) dieser Sedimente abgelagert wurden. Nach Hamich (1991), Schacht (1991) und Söding (1991) wird die Kornfraktion > 500 µm der Kerne 21906, 21910

und 17728 fast ausschließlich durch dunkle Ton-/Siltstein-Klasten gebildet. (4) Eine eindeutige Identifizierung der Liefergebiete erscheint aufgrund mangelnder charakteristischer geochemischer oder mikroskopischer Merkmale nicht möglich (s.u.). Zusammenfassend kann aus den oben diskutierten Gründen ein Eintrag eistransportierter Kohleklasten in südliche Transportrichtung, wie er von Bischof et al. (1991) postuliert wurde, nicht nachgewiesen werden. Es ist vielmehr von zwei regional getrennten Sedimentationsräumen, dem EN und dem arktischen Seegebiet, auszugehen, in die während verschiedener Phasen des Isotopenstadiums 6 etwa zeitgleich Kohle- und Schwarzschieferklasten als IRD sedimentiert wurden. Hierfür spricht auch das Auftreten einzelner Scheibkreideklasten in den Sedimenten der zentralen Fram-Straße (21291 und 21535, Spielhagen 1991). Als Grenze wird der Bereich der Fram-Straße zwischen 77 °N und 78 °N festgelegt. Ob der Arktische-Ozean und die Fram-Straße eventuell bezüglich der abgelagerten Kohlen zwei getrennte Ablagerungsräume bildeten, muß durch weitere detaillierte Untersuchungen nachgewiesen werden.

Schwierigkeiten bei der eindeutigen Identifizierung der Liefergebiete aufgrund mangelnder charakteristischer geochemischer oder mikroskopischer Merkmale ergeben sich sowohl für den Bereich der Norwegischen See als auch für den Arktischen Ozean mit der angrenzenden Fram-Straße (siehe auch Abschnitt 5.3). Den flächenmäßig größten Anteil TOC-reicher Sedimente entlang des EN stellen jurassisch-kretazische Schichtenfolgen am norwegischen Kontinentalhang (Bugge 1984), der westlichen Barents-See mit Spitzbergen (Kelly 1984, Elverhøi & Solheim 1983) sowie dem Wandel-See-Becken und dem Jameson-Land an der Ostküste Grönlands (Håkansson & Stemmerik 1984, Håkansson et al. 1981, Christiansen 1989, zur geographischen Lage siehe Abb.10). Diese stratigraphischen Einheiten können bis in den zirkum-arktischen Raum, entlang der flachen kanadischen und sibirischen Schelfgebiete und den angrenzenden Hinterländern, verfolgt werden (Anonymous 1978, Dutro 1981, Kerr 1981, Ziegler 1988). Verschiedene Autoren weisen, basierend auf organisch-geochemischen und palynologischen Studien, auf die enge Verwandtschaft der geologischen und faziellen Entwicklung der Abfolgen hin (Bjørøy et al. 1980, Håkansson & Stemmerik 1984, Kelly 1984, Lund & Pedersen 1985), so daß eine deutliche Übereinstimmung z.B. der thermischen Reife in diesen Schichtenfolgen zu erwarten ist. Hinzutreten, als Abbild lateraler Fazieswechsel innerhalb dieses ausgedehnten Ablagerungsraums, Änderungen in der Zusammensetzung der Sedimente (z.B. Mineralgehalt), so daß zeitgleich humische, sapropelische und TOC-arme Sedimente in räumlicher Nähe zueinander abgelagert wurden. Solche faziellen Übergänge sind auch in dem heute am Meeresboden ausstreichenden Gesteinsspektrum mit TOC-reichen Horizonten (z.B. Kohle- und Schwarzschiefervorkommen vor Norwegen) und TOC-führenden Ton-/Siltsteinen (z.B. Barents-See) nachgewiesen.

Insgesamt läßt sich aus dem oben diskutierten Sachverhalt folgendes ableiten: Kohle- und Schwarzschieferklasten in den Sedimenten des EN können aufgrund ihrer geringen Variabilität bzgl. thermischer Reife, Mazeralzusammensetzung und geochemischer Parameter in Anbetracht des großräumigen Vorkommens jurassisch-kretazischer Sedimente entlang der angrenzenden Landmassen als potentielle Liefergebiete nur unter Vorbehalt als paläo-ozeanographisch Tracer genutzt werden.

TOC-führende Ton-/Siltsteine

Neben Kohle- und Schwarzschieferklasten weisen verschiedene Autoren auf dunkle Ton-/Siltsteine in der Grobfraktion $> 500 \mu\text{m}$ glazialer und deglazialer Sedimente hin (Hamich 1991, Hebbeln 1991, Schacht 1991, Söding 1991, Henrich 1992, Hölemann 1993). Als mögliche Liefergebiete werden flache Bereiche der westlichen Barents-See und mesozoische Ausbisse entlang des norwegischen Kontinentalhangs diskutiert (Abb. 10 bis 12). Die hier durchgeführten isopenchemischen und mikroskopischen Analysen an Oberflächenproben aus dem südlichen Bereich der Spitzbergen-Bank belegen mit 0,03-0,33 Gew.% TOC und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten zwischen -24,7 bis -29,1 ‰PDB den TOC-armen Charakter bzw. den terrestrischen Ursprung des OM (Tab. 7). Untersuchungen von Bjørøy & Vigran (1980) an Driftmaterial aus dem zentralen Bereich der Spitzbergen-Bank ergaben Vitritreflexionswerte $> 1 \text{ \%Rm}$ (Steinkohle) und Tmax-Werte zwischen 450-490 °C. Als optisches Merkmal weisen die Autoren auf eine orangefarbene Fluoreszenz der Liptinite hin. Auffallend schwere Isotopenwerte von -22,5 ‰PDB wurden dagegen an TOC-armen unterkretazischen Ton-/Siltsteinen von Andøya gemessen (Abb. 13 und Tab. 7). Organisch-geochemische Untersuchungen von Bjørøy et al. (1980) ergaben für Silt-/Sandsteine der Nybrua-"Formation" (Leira-"Member") Tmax-Werte um 470-480 °C. Die Vitritreflexion zwischen 1,2-2,4 %Rm bestätigt den thermisch hochreifen Charakter des OM. Ob Ton-/Siltsteine mit vergleichbarem organisch-geochemischem Charakter entlang der weiter südlich submarin austreichenden mesozoischen Schichten zusätzlich auftreten, kann aus den vorliegenden Literaturdaten nicht beurteilt werden.

Insgesamt zeigen die Ton-/Siltsteine der jurassisch/kretazischen Formationen aus dem Bereich der Spitzbergen-Bank und besonders von Andøya einen gegenüber den Kohlen deutlich variableren organischen Charakter, der sich in verschiedenen geochemischen Parametern dokumentiert und somit eher als paläo-ozeanographischer Tracer geeignet erscheint.

Eine Differenzierung unterschiedlicher Liefergebiete für Kohle- und Ton-/Siltsteinklasten aus glazialen Sedimenten der zentralen Fram-Straße wurde von Hebbeln (1991) anhand

geochemischer Parameter durchgeführt. So weisen nach Ansicht des Autors erhöhte C/N-Verhältnisse > 10 in Kombination mit leichten Isotopenwerten von bis zu $-27,7 \text{ ‰PDB}$, gemessen an IRD-Klasten, auf den Eintrag von Ton-/Siltsteinen aus dem Bereich der westlichen Barents-See hin. Dagegen ist das Auftreten von Kohlepartikeln an deutlich schwerere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von -24 ‰PDB bei gleichbleibend hohen C/N-Verhältnissen gekoppelt. Weitere Hinweise auf eine Modifizierung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals zu schwereren Werten bis $-23,9 \text{ ‰PDB}$ werden in pelagischen Sedimenten der Norwegischen See (23059, Abb. 10) von Botz et al. (1991) auf einen verstärkten Eintrag von Liptiniten und Kohlen aus dem arktischen Raum während des Isotopenstadiums 6 zurückgeführt. Im Gegensatz zu den Untersuchungen von Hebbeln (1991) wurden diese Analysen jedoch an Gesamtsedimentproben durchgeführt. Auffallend starke Veränderungen geochemischer Parameter fallen im Rahmen dieser Arbeit an glazialen Proben der drei nördlichen Kernpositionen (17728, 21911, 21906) auf (Abb. 28 bis 30). Charakterisch für diese Proben sind, neben erhöhten Tmax- ($450\text{--}500 \text{ °C}$) und HI-Werten ($> 100 \text{ mgKW/gTOC}$), sehr schwere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte ($-23,5$ bis $-24,2 \text{ ‰PDB}$), die in der Ausgrenzung solcher Kernabschnitte als OM-Faziestyp III-2 zum Ausdruck kommt (siehe auch Abschnitt 5.5).

Wie bereits weiter oben diskutiert, kann dieses geochemische Signal nur unzureichend durch den mikroskopischen Befund erklärt werden, so daß von einer weiteren, geochemisch stark überprägend wirkenden Komponente im Sediment ausgegangen werden muß. Das Auftreten der OM-Fazies III-2 tritt über weite Zeitintervalle zeitgleich mit der Ablagerung von Diamikthorizonten (Abb. 36 und 37) auf, deren Entstehung u.a. auf einen intensiven IRD-Eintrag zurückzuführen ist (Henrich 1992). Das gehäufte Auftreten dunkler Ton-/Siltsteine ($> 500 \text{ }\mu\text{m}$) in glazialen Sedimenten des nördlichen EN und der angrenzenden Fram-Straße wurde aus verschiedenen Sedimentkernen beschrieben (Hamich 1991, Hebbeln 1991, Spielhagen 1991, Schacht 1991, Söding 1991). Organisch-petrologische Untersuchungen an solchen Klasten belegen eine deutliche Übereinstimmung mit Ton-/Siltsteinproben von Andøya und der Spitzbergen-Bank. Vergleicht man zusätzlich den organisch-geochemischen Charakter dieser *in situ*-Proben (Tab. 7) mit den entsprechenden Parametern von Sedimentproben der OM-Fazies III-2, so fällt eine deutliche Übereinstimmung der Meßwerte auf. Das Auftreten der OM-Fazies III-2 weist demnach, aufgrund des sehr charakteristischen geochemischen Signals, auf die oben genannten *in situ*-Vorkommen als sehr wahrscheinliche Liefergebiete hin. Für Zeitintervalle mit IRD-Eintrag (Ton-/Siltsteine), in denen im Sediment schwere Isotopenwerte $> -24,2 \text{ ‰PDB}$ gemessen werden, kann folglich auf einen verstärkten Eintrag aus dem Bereich des südlich gelegenen Vorkommens von Andøya geschlossen werden. Weiterführende geochemische Untersuchungen an jurassisch-kretazischen *in situ*-Proben entlang des norwegischen Kontinentalhangs und der westlichen Barents-See sind jedoch zur exakteren Abgrenzung der Liefergebiete notwendig.

6.4 Hinweise zur Entstehung TOC-reicher Diamikte während glazialer und deglazialer Klimaphasen

Die Entstehung TOC-reicher Diamikte während glazialer und deglazialer Klimaphasen wird kontrovers diskutiert (siehe auch Abschnitt 3.3):

- Henrich et al. (1989) und Henrich (1992) rekonstruieren auf der Basis umfangreicher sedimentologischer Bearbeitungen ein antiästuarines Zirkulationsmodell, wie es heute im EN entwickelt ist, mit einer dominant glaziomarin gesteuerten Genese der Diamikte. Gleichzeitig weisen sie auf das beckenweite Auftreten dieser glazialen Sedimentfazies während bestimmter glazialer Phasen (z.B. Isotopensubstadium 10,2) hin. Als Beleg für eine nordwärts gerichtete Strömung entlang des östlichen EN während solcher glaziomariner Sedimentationsphasen führen Henrich et al. (1989) das Vorkommen von eisbergtransportierten Schreibkreideklasten bis in Bereiche der südlichen Fram-Straße an, deren Quellregion eindeutig der Nord- und Ostseeraum ist (siehe auch Abb. 40). Entsprechend dieses Modells ist der erhöhte TOC der Proben überwiegend auf einen pulsartigen Eintrag von terrigenem und/oder aufgearbeitetem OM zurückzuführen. Gestützt wird diese Interpretation u.a. durch das Auftreten von eisbergtransportierten Kohle- und Ton-/Siltsteinklasten ($> 500 \mu\text{m}$) in den Diamikten.
- Diesem Modell steht ein ästuarines Zirkulationsmuster mit küstennahem Auftrieb im Bereich der östlichen Norwegischen See gegenüber, wie es detailliert für die Sedimente der Termination IA aufgrund isotonenchemischer Daten erarbeitet wurde (Jansen et al. 1983, Jansen & Erlenkeuser 1985, Sarnthein et al. 1992, Weinelt et al. 1992), und in modifizierter Form auf die Glazialzeiten der letzten 400 ky mit Ausnahme des Isotopenstadiums 4 übertragen wurde (Kassens 1990, Vogelsang 1990). Entsprechend diesem Modell ist der erhöhte TOC-Gehalt der Diamikte auf einen verstärkten Eintrag von autochthonem OM zurückzuführen.

Organisch-geochemische und mikroskopische Untersuchungen belegen für Zeitabschnitte glaziomariner Eintragsereignisse (OM-Fazies III-1 und III-2) eine klare Dominanz terrigener und/oder umgelagerter organischer Substanz (70-80 Gew.%; vergleiche auch Hölemann 1993). Diese ist jedoch nicht ausschließlich auf IRD-Eintrag zurückzuführen, sondern dokumentiert zusätzlich eine intensive Mobilisierung feinkörniger organischer Partikel vom Schelf in tiefere marine Bereiche (Abb. 23, 25, 27, 29 und 30). Maximale TOC-Akkumulationsraten im EN von $0,06 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ky}$ auf dem äußeren Vøring-Plateau (23071) mit deutlich abnehmenden Werten auf $0,03\text{-}0,01 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ky}$ mit zunehmender Wassertiefe werden während dieser Sedimentationsphasen angegeben und erreichen damit eine um den Faktor 2

höhere TOC-Akkumulation, als sie für rezente Sedimente angegeben wird (23065, 23342 und 17728). Hinzu tritt während der Diamiktsedimentation, als Reaktion auf die intensiven terrigenen Schüttungsereignisse, eine reduzierte Aktivität des Makrobenthos im Ablagerungsraum (Henrich 1992), wodurch eine weniger effektive Remineralisation des labilen OM im Grenzbereich Wasser/Sediment zu erwarten ist (Graf 1988, 1989). Insgesamt liefern die oben geschilderten Rahmenbedingungen während der Ablagerung von Diamikten günstige Bedingungen für die Erhaltung des primären organischen Signals im Sediment, so daß mögliche Auftriebsphänomene durch einen signifikant erhöhten marinen Anteil am OM dokumentiert sein müßten (Müller & Suess 1979, Ittekkot & Haake 1990, Ittekkot et al. 1992, siehe auch Abschnitt 2). Der autochthone Anteil am OM wurde in diesen Proben mit Werten > 30 % ermittelt, so daß eine gesteigerte Produktivität, wie sie nach dem oben vorgestellten ästuarinen Modell gefordert wird, nicht nachvollzogen werden kann. Erhöhte Gehalte an Dinoflagellatenzysten oder amorphem OM, als Anzeiger für Auftriebssedimente (Powell et al. 1992), wurde nicht festgestellt. Zusätzlich belegt das Fehlen von Bitumininit I, als indikatives Mazeral marinen Ursprungs, oxische Ablagerungsbedingungen (Powell et al. 1982). Die in dieser Arbeit ermittelten niedrigen HI um 50 mgKW/gTOC mit Tmax-Werten über 420 °C bestätigen den dominant terrigenen bis oxidierten organischen Charakter der Diamikte ("garbage can facies", nach Jones 1987). Eine Ergänzung zu dem Modell von Henrich et al. (1989) stellen Hölemann (1993) und Henrich & Baumann (subm.) vor. Hiernach tragen kurzzeitig erhöhte Einträge von autochthonem OM zum Meeresboden, begünstigt durch hohe mineralische Flußraten (Ittekkot et al. 1992), bei dem resultierenden schnellen Abbau der labilen organischen Substanz zu einer Sauerstoffminderung in der benthischen Grenzschicht und einer Karbonatlösung bei. Unberücksichtigt bleibt hierbei jedoch das von Henrich et al. (1989) nachgewiesene Fehlen von Benthos- und Bioturbations-Strukturen, so daß von einem mikrobiologisch gesteuerten Abbau des autochthonen OM ausgegangen werden muß. Untersuchungen von Graf (1988) belegen jedoch, daß Bakterien nur 60-80 % der eingetragenen Nahrung verbrauchen, so daß insgesamt eine leicht gesteigerte Erhaltung des autochthonen OM im Sediment zu erwarten wäre. Signifikant erhöhte marine Anteile wurde jedoch in den Proben der OM-Fazies III-1 und III-2 (Diamikte) nicht nachgewiesen.

6.5 Paläo-ozeanographische Implikationen

Der vorletzte Glazial-Interglazial-Wechsel (Isotopenstadien 6 und 5)

Der Übergang aus dem Isotopenstadium 7 in das glaziale Stadium 6 ist durch einen schnellen Zuwachs der kontinentalen Eisschilde über Skandinavien und einem damit verbundenen Übergreifen auf die Landmassen und Schelfgebiete im Bereich des Nord- und Ostseeraumes

gekennzeichnet (Henrich 1992). Mit dem Vorrücken der Eisfronten entlang der östlichen Begrenzung des EN bis in den Bereich der norwegischen Schelfkante (Vogt 1986, Vorren et al. 1989) ist, bei einer maximalen Meeresspiegelabsenkung von 120 m (Fairbanks 1989), mit einer intensiven Aufarbeitung der rezent unter 200-400 m Wasserbedeckung anstehenden mesozoischen Sedimentabfolgen entlang des norwegischen Kontinentalhanges (Bugge 1983), sowie den deutlich höher gelegenen Vorkommen im Bereich der westlichen Barents-See (Kelly 1983, Elverhøi & Solheim 1984), auszugehen (Abb. 11 und 12). Das phasenweise Einsetzen massiver Einträge von IRD ab dem Beginn des Isotopensubstadiums 6.6 ist in den Sedimenten des östlichen und nördlichen EN durch das Auftreten von Diamikten (entsprechen OM-Fazies III-1 und III-2), deren TOC-Gehalte pulsartig auf Werte zwischen 1,2 Gew.% im östlichen Teil der Norwegischen-See und 0,5 Gew.% im Boreas-Becken ansteigen, charakterisiert (Schacht 1991, Söding 1991, Henrich 1992). Dazwischen liegende Zeitintervalle mit weniger dynamischen Sedimentationsverhältnissen sind durch deutlich niedrigere TOC-Werte zwischen 0,4 und 0,2 Gew.% (OM-Fazies II-1 und II-2) während des gesamten Stadiums 6 gekennzeichnet. Konstant niedrige Karbonatgehalte < 10 Gew.% spiegeln den dominanten Einfluß polarer Wassermassen über weite Bereiche des EN wider (Henrich 1992). Dennoch belegt das Auftreten von Schreibkreideklasten in den östlichen und nördlichen Sedimenten (Abb. 40) die Präsenz einer nordwärts gerichteten Oberflächenströmung (Henrich 1992).

Vorstöße warmer Oberflächenwassermassen entlang des östlichen EN während der Isotopensubstadien 6.5 und 6.3 sind durch die karbonatreiche Lithofazies A in den Sedimenten überliefert. Während der Zeitintervalle 171-164 ky und 147-140 ky tritt die OM-Fazies III-2, mit Ton-/Siltsteinklasten aus dem Bereich der südlichen Barents-See, im nördlichen (17728 und 21911) und zentralen Bereich (23065) des EN auf (siehe auch Abschnitt 6.3). Zeitgleich belegt das Einsetzen glaziomariner Sedimentationsprozesse während des Substadiums 6.5 (173-165 ky) über der nordwestlich gelegenen Kernposition 21906 (OM-Fazies III-1) den verstärkten Einfluß temperierter Wassermassen im Übergang zur Arktis. Kurzzeitig verbesserte Lebensbedingungen sind durch die Ablagerung kühltemperierter Karbonate mit einer klaren Dominanz von *N. pachyderma* sin., sowie geringer Anteile subpolarer Foraminiferen im Ostsektor des EN (Henrich 1992), und dem sprunghaften Auftreten von Coccolithen in den Sedimenten der Fram-Straße (78 °N) überliefert (OZM II, nach Hebbeln 1991). Während dieser Phasen ist entlang des norwegischen Schelfs und insbesondere der angrenzenden Barents-See eine Destabilisierung der Eiskante mit einem möglichem Unterspülen des auf Grund liegenden Schelfeises im Bereich des Bären-Insel-Trogs denkbar. Ein resultierender verstärkter Eisbergeintrag in das östliche EN mit einem regionalen Schwerpunkt aus der südlichen Barents-See wäre die Folge. In Ergänzung zu Henrich (1992), der ein solches Ausstromzentrum aufgrund des gehäuften Auftretens dunkler

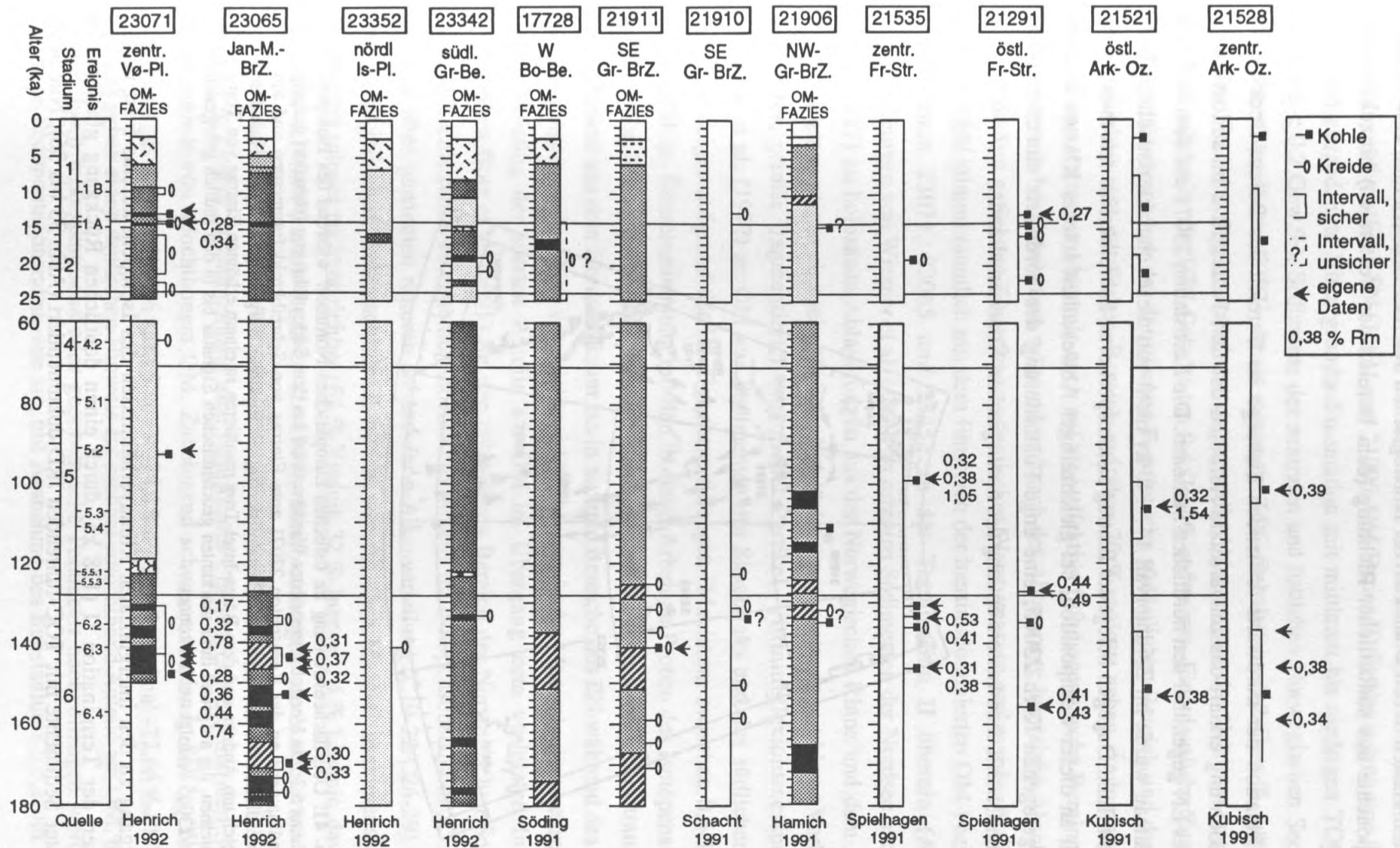


Abb. 40: Vorkommen von Kohle- und Schreibkreideklasten in Sedimenten aus Kernen des Europäischen Nordmeers, der Fram-Straße und des östlichen Arktischen Ozeans (zusammengestellt nach verschiedenen Autoren, siehe Abbildung). Eigene Untersuchungen sind durch Pfeile markiert. Zahlen geben die gemessene Vitrinitreflexion an. Zur Definition der organischen Fazies siehe Abb. 33 und 34. (Abkürzungen: zentr. Vø-Pl.=zentrales Vøring-Plateau; Jan-M.-Brz.=Jan-Mayen-Bruchzone; nördl. Is-Pl.=nördliches Island-Plateau; südl. Gr-Be.= südliches Grönland-Becken; W Bo-Be.=westliches Boreas-Becken; SE/NW Gr-Brz.=südöstliche/nordwestliche Grönland-Bruchzone; zentr./östl. Fr-Str.=zentrale/östliche Fram-Straße; östl./zentrl. Ark-Oz.=östlicher/zentraler Arktischer Ozean).

Ton-/Siltsteinklasten in den Diamikten der Norwegischen See rekonstruiert, muß eine weitere Driftkomponente aus südöstlicher Richtung (dem Bereich der Vesterålen) hinzukommen (Abb. 41).

Die Rezirkulation der nordwärts driftenden Eisberge im Bereich des Boreas-Beckens in südliche Richtung erklärt das zeitversetzte Auftreten der OM-Fazies III-2 im südöstlichen Bereich des EN gegenüber den nördlichen Stationen. Die Kernstation 23071 auf dem äußeren Vøring-Plateau wurde im Zeitintervall 147-140 ky nicht von dieser charakteristischen IRD-Fracht beeinflusst. Dagegen belegt der Eintrag eistransportierter Schreibkreide mit maximaler Häufigkeit an dieser Kernposition, bei gleichzeitiger Abwesenheit solcher Klasten in dem westlich gelegenen Kern 23065, eine enge Fokussierung des nordwärts einströmenden atlantischen Oberflächenwassers entlang des norwegischen Kontinentalrands.

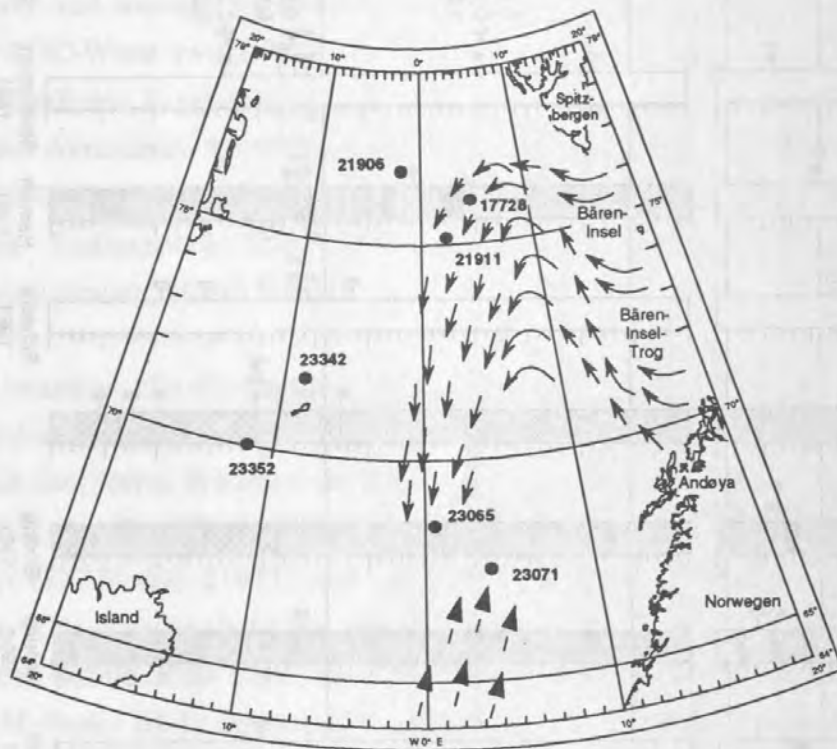


Abb. 41: Oberflächenströmung im östlichen Europäischen Nordmeer während des Isotopenstadiums 6.3. Ein Vorstoß temperierter Wassermassen aus dem Süden führt eng fokussiert entlang Skandinaviens an der Kernstation 23071 zum Eintrag von Schreibkreidefragmenten und am südwestlichen Barents-Schelf zur Destabilisierung der Eiskante. Surgeartige Ereignisse aus dem Bereich um Andøya und dem Bären-Insel-Trog resultieren in einem erhöhten Eintrag von Ton-/Siltsteinen, die aufgrund ihrer markanten geochemischen Signatur bis in den südlich gelegenen Kern 23065 verfolgt werden können.

Der Übergang zu den interglazialen Klimaverhältnissen des Isotopenstadiums 5 ist in den Sedimenten der Termination II (128 ka) durch einen deutlichen Rückgang glaziomarin beeinflusster Sedimente mit TOC-führenden IRD dokumentiert (Abb. 33 bis 36). Nur noch

lokal auftretende, kurzzeitige IRD-Einträge in die Norwegische-See (23065, OM-Fazies III-1) und das nordwestliche EN (21911 und 21906, OM-Fazies III-2) überlagern eine über weite Bereiche ausgedehnte Hintergrundsedimentation mit mittleren bis niedrigen TOC-Werten (0,4- bis < 0,2 Gew.%). Sedimente der zentralen und östlichen Norwegischen See sind mit Ausnahme des Kerns 23071 durch minimale TOC-Gehalte um 0,2 Gew.% während des gesamten Stadiums 5 gekennzeichnet, wogegen die Ablagerungen des Grönland- und Boreas-Beckens schwankende TOC-Gehalte um 0,4 Gew.% aufweisen. Eine deutliche Zunahme der Inertinite (insbesondere der detritischen Fraktion) im südöstlichen Bereich und der Vitrinite im westlichen und nördlichen Bereich auf über 70 % weisen neben Änderungen in der Zulieferung terrigener Mazerale auch auf eine effektive frühdiagenetische Remineralisation labiler organischer Substanzen während und nach der Ablagerung hin (siehe Abschnitt 6.2). Das nordwärts gerichtete Einströmen atlantischer Wassermassen entlang des östlichen und zentralen EN stimmt räumlich mit dem Einsetzen der inertinitdominierten OM-Fazies II-2 in den Kernen 23071, 23065 und 23352 ab der Termination II überein (Abb. 33). Untersuchungen von Wiesner et al. (1990) an rezenten Sedimenten der Nordsee und Combaz et al. (1977) an holozänen Ablagerungen aus der Norwegischen Rinne und dem südlichen Vøring-Plateau zeigen eine sehr ähnliche Mazeralzusammensetzung mit klarer Vorherrschaft oxidiert, primär fragmentierter organischer Partikel. Vitrinitreflexionsmessungen von Combaz et al. (1977) an OM aus Sedimenten des Skagerraks und des südlichen Vøring-Plateaus zeigen aufgrund der Häufigkeitsverteilungen (Maximum zwischen 0,6-1,1 %Rm) eine auffällige Übereinstimmung mit den in dieser Arbeit an Proben des Isotopenstadiums 5 gemessenen Werten (Abb. 24). Es kann daher von einem intensiven Lateraltransport von Inertodertinit aus dem Nordsee-Raum bis in zentrale Bereiche des EN während des Stadiums 5 ausgegangen werden. Eine vergleichbare Veränderung in der Mazeralzusammensetzung mit einem Anstieg der inerten Anteile am OM im Übergang zum vorletzten Interglazial beschreiben Botz et al. (1991) für den pelagischen Bereich der Norwegischen See (23059, Abb. 10). Eine relative Zunahme autochthoner Anteile im Isotopenstadium 5.5.1, wie sie von den oben genannten Autoren anhand der n-Alkanverteilung (C19-22/C26-29) abgeleitet wurde, ist jedoch in Anbetracht der dominant terrestrischen Mazeralzusammensetzung der Sedimente schwer nachvollziehbar (64 % Vitrinit, 32 % Inertinit, 4 % Liptinit, davon 0,8 % "frischer Liptinit", nach Botz et al. 1991). Untersuchungen an extrahierten KW von McDonald et al. (1989) an marinen Sedimenten mit umgelagertem, thermisch reifem OM belegen in diesem Zusammenhang eine signifikante Überprägung des marinen Signals bei Anwesenheit von allochthonem OM. Zunehmend schwerer werdende $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte beim Übergang aus dem Stadium 6 nach 5 von < -24,0 ‰PDB auf maximal -22,66 ‰PDB (23352, 118 ka) geben einen deutlichen Hinweis auf erhöhte autochthone Anteile am OM, der jedoch weder durch mikroskopische oder geochemische Parameter nachvollzogen werden kann. Niedrige Sedimentationsraten, wie sie, mit Ausnahme des Substadiums 5.5.1, im gesamten

EN während des Stadiums 5 mit Werten zwischen 3,6 und 0,3 cm/ky angegeben werden (Schacht 1991, Söding 1991, Henrich 1992), begünstigen aufgrund der langen Verweilzeit des OM im benthischen Grenzbereich eine signifikante Alteration des Isotopensignals um bis zu 2,5 ‰PDB zu leichteren Werten (McArthur et al. 1992). Eine Interpretation dieses Parameters erscheint daher nur in Übereinstimmung mit anderen Analyseergebnissen verlässlich. Die insgesamt schlechte Überlieferung des autochthonen Signals im TOC der Sedimente des vorletzten Interglazials wird im Substadium 5.5.1 nur in zwei der untersuchten Kerne (23071 und 23342) aufgrund ansteigender Sedimentationsraten auf bis zu 9,5 cm/ky unterbrochen. Eine relative Zunahme des autochthonen OM auf maximal 43 % in Sedimenten vom äußeren Vøring-Plateau (23071) stimmt gut mit mikropaläontologischen und sedimentologischen Ergebnissen von Baumann (1990) und Henrich (1992) überein, wonach deutlich erhöhte Coccolithenhäufigkeiten und Karbonatgehalte das Einströmen atlantischer Wassermassen belegen. Zusammenfassend überliefern jedoch die äußerst niedrigen TOC-Gehalte während des Isotopenstadiums 5 und der hohe primäre Fragmentierungsgrad des überwiegend oxidierten OM im gesamten EN einen maximalen Abbau der reaktiven Anteile am OM bis hin zu einer "minimum-baseline".

Der letzte Glazial-Interglazial-Wechsel (Isotopenstadien 2 und 1)

Geringe Schwankungen im TOC-Gehalt (um 0,4 Gew.%) und in der Zusammensetzung des OM (Vitrinit > 50 Korn%) charakterisieren die Sedimente des frühen Isotopenstadiums 2. Aufgrund des nordwärts an Häufigkeit abnehmenden Auftretens von Schreibkreidepartikeln bis in die östliche Fram-Straße (Spielhagen 1991, siehe auch Abb. 40) sowie geringer Anteile subpolarer Foraminiferen in den Sedimenten der Norwegischen See rekonstruiert Henrich (1992) einen eisrandparallelen nordgerichteten Oberflächenstrom mit einem südorientierten Gegenstrom auf der westlichen Seite des EN. Glaziomariner Eintrag ist gegenüber dem Isotopenstadium 6 deutlich reduziert, wie kaum variierende sedimentologische und organische Parameter belegen. Kurzzeitige Schüttungen von TOC-führendem IRD in das Boreas-Becken (17728) und in die südliche Grönländische See (23342) kurz vor und während des letzten glazialen Maximums vor 18 ka (18-16,5 ky und 19,5-18,5 ky) sind in dem Auftreten der OM-Fazies III-1 überliefert. Änderungen in der Art und Menge des abgelagerten OM in den Sedimenten der Norwegischen See wurden nicht festgestellt, so daß ein küstennaher Auftrieb, wie er von Sarnthein et al. (1990) und Weinelt et al. (1992) rekonstruiert wird, nicht nachvollzogen werden kann (siehe Abschnitt 6.4). Sedimentologische Untersuchungen von Hebbeln (1992) belegen zwischen 26 und 12 ky erhöhte IRD-Akkumulationsraten in Sedimenten der zentralen Fram-Straße, die zeitgleich mit terrestrischen Gletschervorstößen auf Spitzbergen zwischen 22 und 10 ky (Mangerud 1990) auftreten. Die enge Übereinstimmung des terrestrischen und marinen Signals deuten auf einen

kausalen Zusammenhang, so daß Spitzbergen als potentiellies Liefergebiet für die Sedimente der Fram-Straße anzunehmen ist (Hebbeln 1992). Ein Verdriften der Eisberge in das westliche Boreas-Becken und weiter bis in den Bereich der südlichen Grönländischen See könnte das Auftreten der OM-Fazies III-1 in den Kernen 17728 und 23342 erklären. Sedimentologische und organisch-geochemische Untersuchungen von Stein et al. (1993) entlang einer West-Ost Traverse aus dem Scoresby-Sund bis auf den grönländischen Kontinentalhang belegen einen verstärkten IRD-Eintrag in den Sedimenten der Isotopenstadien 6 und 2. Das verstärkte Auftreten von umgelagertem OM weist nach den Autoren auf spät-pleistozäne und/oder präquartäre Liefergebiete auf Jameson-Land hin (Abb. 10, Position 3B).

Mit dem Übergang in die deglaziale Phase der Termination 1A setzt, aufgrund massiver Abschmelzvorgänge auf den angrenzenden Kontinenten, erneut ein verstärkter Eisbergeintrag in die Norwegische-See ein. Dieser resultierte in der Ablagerung eines Diamikthorizonts (OM-Fazies III-1) auf dem Vøring-Plateau und dem westlich angrenzenden Seegebiet (23071 und 23065). Schmelzwasserintrusionen kulminieren bei 13,6 ka und 12,4 ka in zwei Pulsen, die von Sarnthein et al. (1992) und Weinelt et al. (1992) aus der südwestlichen Barents-See bis in den Bereich des Vøring-Plateaus durch auffallend niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an *N. pachyderma* sin., kartiert wurden. Hieraus leiten die Autoren Phasen mit einer Umkehr der Strömungsrichtung und einem resultierenden küstennahen Auftrieb ab. Etwa zeitgleich mit dem ersten Schmelzwasserpuls tritt zwischen 13,2-13,5 ky auf dem äußeren Vøring-Plateau (23071) ein geringmächtiger Diamikthorizont mit Schreibkreide- und Kohleklasten in der Fraktion > 500 μm auf (Henrich 1992). Organisch-petrologische Untersuchungen belegen mit 75 % allochthoner Mazerale am Gesamtspektrum, bei deutlicher Zunahme angularer größerer Ulminite/Vitrinite auf 14 Korn%, einen glaziomarin gesteuerten Eintrag terrigener und/oder umgelagerter organischer Substanz (zur näheren Diskussion siehe Abschnitt 6.4). Bestätigt wird dieser Befund durch zeitlich hochauflösende, palynologische Untersuchungen aus der Norwegischen Rinne und dem angrenzenden südlichen Vøring-Plateau (Combaz et al. 1974, Pelet 1974), dem mittelnorwegischen Schelf zwischen Halten- und Frøya-Banken (Holtedahl et al. 1974) und der Norwegischen See (Baumann & Matthiessen 1992, Matthiessen 1991). Alle Autoren weisen insbesondere während der Deglaziation nach der letzten maximalen Vereisung auf einen hohen Anteil umgelagerter Palynomorphe in den Sedimenten hin. Die stratigraphische Einordnung von Holtedahl et al. (1974) deutet auf ein jurassisch-kretazisches bis untertertiäres Alter der Proben, entsprechend der submarin ausstreichenden Sedimentabfolgen entlang des norwegischen Kontinentalschelfs (Bugge 1984). Ein ausgeprägtes Häufigkeitsmaximum umgelagerter Pollen, Sporen, Dinozysten und Coccolithen zu Beginn der Termination 1A in den Sedimenten der Norwegischen See (Combaz et al. 1974, Matthiessen 1991) korreliert exakt mit dem Auftreten des oben diskutierten ersten

Diamikthorizontes. Der zweite Schmelzwasserpuls bei 12,3 ka (Weinelt et al. 1992) ist weder durch einen Anstieg im TOC-Gehalt noch durch erhöhte marine Anteile am OM in den Sedimenten des EN überliefert. Auch hier zeigt die Palynomorphenassoziation in den Sedimenten der Norwegischen See einen dominant allochthonen Charakter (Matthiessen 1991). Einen Hinweis für eine nordwärts gerichtete Oberflächenströmung entlang des östlichen EN ist in dem Auftreten von Schreibkreide im nördlichen EN bei 12,7 ka und auf dem Vøring-Plateau zwischen 10,5-9,5 ky zu sehen (Schacht 1991, Henrich 1992, Abb. 40). Zusammenfassend belegen die organisch-geochemischen, mikroskopischen und palynologischen Untersuchungen an deglazialen Sedimenten der Norwegischen See eine intensive Aufarbeitung der anstehenden TOC-reichen Sedimentgesteine.

Die Etablierung der holozänen Strömungsverhältnisse mit der Ausbildung eines starken ozeanographischen Gradienten zwischen dem temperierten Norwegen-Strom auf östlicher und dem kalten Ostgrönland-Strom auf westlicher Seite ist im östlichen EN durch einen auffälligen Wechsel lithologischer Einheiten von den dunkelfarbigsten Lithofaziesseinheiten C und B1/B2 zu den deutlich helleren foraminiferen- und coccolithenreichen Schlämmen der Fazies A und B3 überliefert (Schacht 1991, Söding 1991, Henrich 1992). Mikropaläontologische Untersuchungen an Palynomorphen und Coccolithen belegen einen signifikanten Umschwung in der Florenvergesellschaftung bei 10 ka, die jedoch erst ab 6 ka aufgrund Veränderungen in der Coccolithenassoziation den rezenten Verhältnissen entspricht (Baumann 1990, Baumann & Matthiessen 1992, Matthiessen 1991). Im OM der Sedimente ist dieser Übergang, bedingt durch die zu geringe Probendichte, stratigraphisch nicht exakt festzulegen. Dennoch stimmt das Auftreten der OM-Fazies I-1, mit ansteigenden autochthonen Anteilen am OM in den südlichen und nordöstlichen Kernen zwischen 8-5 ky, mit den oben diskutierten Ergebnissen überein. Der Übergang von den deglazialen zu den holozänen klimatischen Bedingungen wird auf dem Vøring-Plateau (23071) und dem westlichen Seegebiet (23065) durch den pulsartigen Eintrag von oxidiertem detritischen OM (OM-Fazies II-4), das sich insbesondere in dem östlichen Kern in einem signifikanten TOC-Anstieg auf 0,8 Gew.% zeigt, überlagert. Die nach Westen stark abnehmende Häufigkeit des Inertodetrinitis deutet auf ein regionales Sedimentationsereignis aus östlicher Richtung hin. Berücksichtigt man eine maximale Meeresspiegelabsenkung von 120 m während des letzten glazialen Maximums (Fairbanks 1989), so ist von einer intensiven Aufarbeitung der Küsten- und Schelfbereiche auszugehen. Eine intensive Mobilisierung dieses glazialen Schutts, aufgrund des ansteigenden Meeresspiegels und der einsetzenden isostatischen Hebung Skandinaviens, resultierte zwischen 9,3-6,2 ky in dem pulsartigen lateralen Eintrag auf das Vøring-Plateau mit stark abnehmenden Gradienten in die westlichen pelagischen Bereiche. Einen vergleichbar charakteristischen Verlauf des TOC-Signals wie in Kern 23071 mit einem ausgeprägten Anstieg der TOC-Werte während und nach der letzten Deglaziation

wird von Stein et al. (1993) in Sedimenten vom Kontinentalhang vor Ostgrönland (Scoresby-Sund) beschrieben, in dem jedoch aufgrund saisonal offener Wasserflächen ein Produktivitäts-Signal mit erhöhten autochthonen Anteilen am OM im Sediment überliefert ist.

Die rezenten Sedimente des EN zeichnen mit stark schwankenden TOC-Gehalten zwischen 0,9 und 0,4 Gew.% das rezente Oberflächenströmungsmuster mit hohen Werten unter den temperierten und geringen Gehalten unter den polar beeinflussten Wassermassen nach. Autochthone Anteile am OM erreichen auf dem Vøring-Plateau mit 52 % die höchsten Werte und fallen mit zunehmendem Einfluß kälterer Wassermassen und abnehmenden Sedimentationsraten auf 34-31 % im nordöstlichen Boreas-Becken, bzw. im südlichen Grönland-Becken ab. Geringe autochthone Anteile zwischen 28 und 14 % charakterisieren die Oberflächensedimente im Einflußbereich des Ostgrönland-Stroms, in denen auch heute glaziomarin eingetragenes terrigenes oder umgelagertes OM den organischen Charakter der Sedimente bestimmt.

7. Schlußfolgerungen

Klimatische und ozeanographische Veränderungen sind in den pelagischen Sedimenten des EN während der letzten zwei Glazial/Interglazial-Wechsel durch Variationen in der Menge und Art des OM überliefert. Die Kombination organisch-geochemischer und -petrologischer Analyseverfahren ermöglicht es, auch in TOC-armen (<1 Gew.%) Ablagerungen, Änderungen in der Zusammensetzung des OM zeitlich hochauflösend zu erfassen. Aufbauend auf diesen Grunddaten wurde ein organisches Fazieskonzept entwickelt, mit dem zeitliche und räumliche Variationen im organischen Charakter der Sedimente beschrieben und in Bezug zur paläo-ozeanographischen und paläoklimatischen Entwicklung des Ablagerungsraums diskutiert werden können.

Eine vereinfachte Darstellung des variierenden Eintrags von Alginat (autochthones OM), Vitrit und Inertit (nicht oxidiertes und oxidiertes allochthones OM) verdeutlicht die enge Verknüpfung des OM mit klimatischen und ozeanographischen Veränderungen entlang einer Kerntraverse vom Vøring-Plateau in das Beckenzentrum für die letzten zwei Glazial-Interglazial-Übergänge (Abb. 42). Glaziomarine Ablagerungsprozesse haben während glazialer und deglazialer Phasen der Isotopenstadien 6 und 2 in einer verstärkten Sedimentation von allochthonem OM in kontinentnahe Seegebiete resultiert. Intensive Schüttungen von IRD (Kohle-, Schwarzschiefer- und Ton-/Siltsteinklasten) sowie terrigener Suspensionsfracht (u.a. Vitrit) führten zur Entstehung von TOC-reichen Diamikthorizonten. Die in das Beckenzentrum austreichenden Horizonte deuten auf Liefergebiete entlang der im Osten angrenzenden Kontinente hin. Der Übergang zu interglazialen Klimabedingungen dokumentiert sich beckenweit in einer signifikanten Zunahme von oxidiertem, stark fragmentiertem OM (Inertit). Dieser Wechsel im organischen Charakter der Sedimente wird durch einen auffälligen Rückgang der TOC-Gehalte begleitet. Autochthones OM (Alginat) wird durch diagenetische Prozesse sehr stark abgebaut und ist nur in den Sedimenten des Vøring-Plateaus während des Isotopensubstadiums 5.5.1 fossil überliefert.

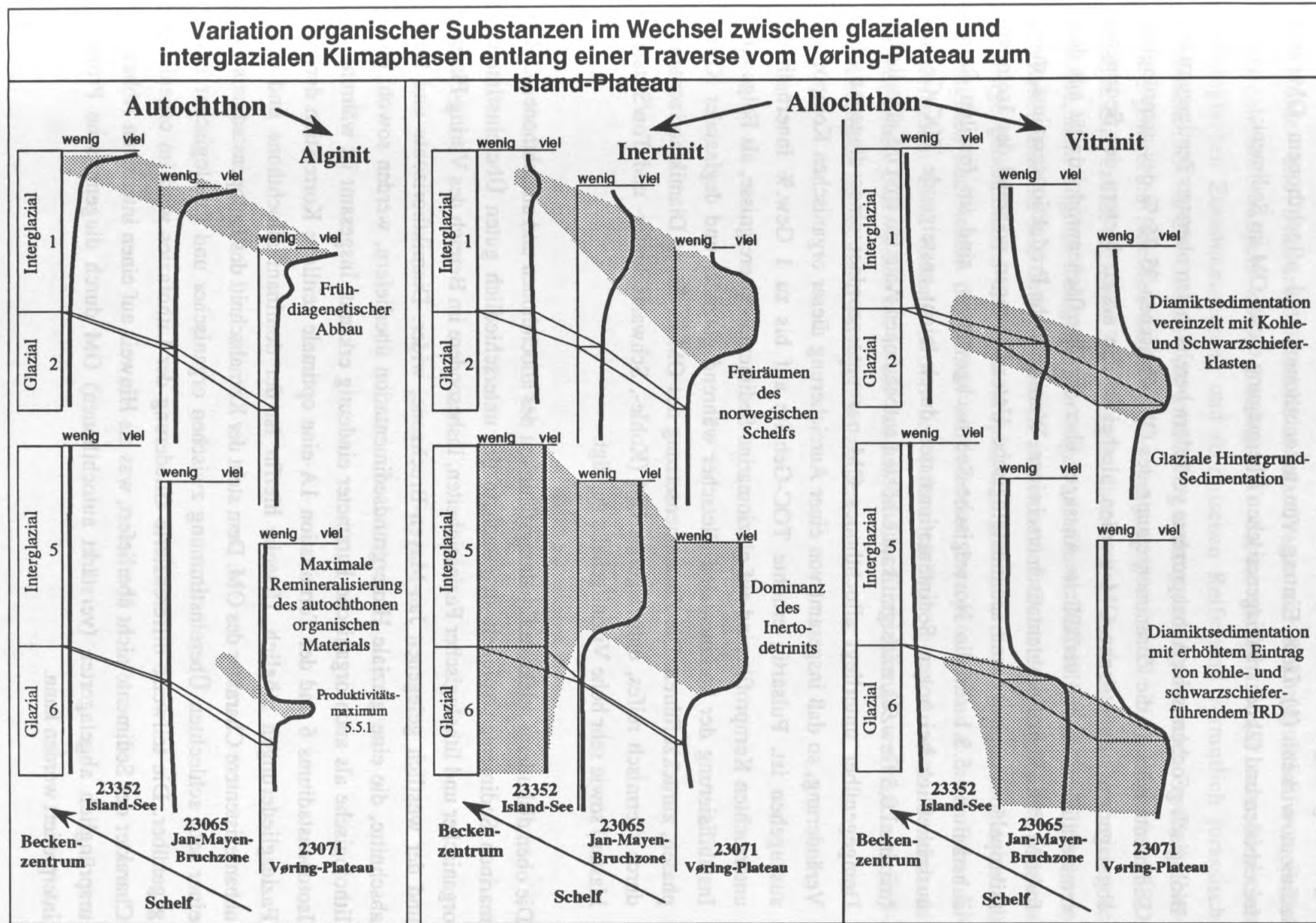


Abb. 42: Variation von autochthonem und allochthonem organischem Material im Wechsel zwischen glazialen und interglazialen Klimaphasen entlang einer Traverse vom Vøring-Plateau zur Island-See. Schraffierte Bereiche markieren Dominanz der entsprechenden organischen Komponente.

Insgesamt ist in dem variierenden Auftreten autochthoner und allochthoner Anteile am OM eine Überlagerung von zwei Prozessen überliefert, die modifizierend auf das TOC-Signal im Sediment wirken: (1) Dem Eintrag von autochthonem und allochthonem OM zum Meeresboden und (2) der frühdiagenetischen Überprägung dieses OM im Sediment:

- Biologisch-geochemische Abbauprozesse verändern bereits in den obersten Zentimetern der Sedimente selektiv die Zusammensetzung des OM. Zwischen 35-75 % des ursprünglich abgelagerten autochthonen OM werden hierbei in den ersten Metern der Sedimente remineralisiert, so daß verlässliche Aussagen über die Oberflächenproduktivität aus dem fossilen TOC-Signal problematisch erscheinen. Warmzeitliche Produktionsmaxima, durch mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen während des Isotopenstadiums 5.5.1 für die Norwegische-See nachgewiesen, sind im fossilen Signal ausschließlich bei hohen Sedimentationsraten durch leicht ansteigende TOC-Gehalte (maximal 0,5 Gew.%), mit signifikant erhöhten autochthonen Anteilen am OM, überliefert. Demgegenüber unterliegt allochthones OM nur untergeordnet einer diagenetischen Veränderung, so daß insgesamt von einer Anreicherung dieser organischen Komponente auszugehen ist. Pulsartig erhöhte TOC-Gehalte auf bis zu 1 Gew.% innerhalb der untersuchten Kernprofile sind auf glaziomarine Sedimentationsereignisse, als Folge einer Instabilisierung der kontinentalen Gletscher während glazialer und deglazialer Klimaphasen, zurückzuführen. Die Zusammensetzung des OM in diesen Diamikthorizonten ist durch thermisch reifes, umgelagertes OM (Kohle-, Schwarzschiefer- und Ton/Siltsteinklasten) sowie sehr hohe Vitrinitgehalte geprägt.

Die oben diskutierte selektive Erhaltungsfähigkeit des allochthonen und autochthonen OM in marinen Sedimenten spiegelt sich auch in der unterschiedlich guten Übereinstimmung organischer und lithologischer Faziesseinheiten, insbesondere im Bereich des Vøring-Plateaus und der westlich gelegenen Jan-Mayen-Bruchzone, wider. Diamikthorizonte und Kernabschnitte, die eine glaziale Hintergrundsedimentation überliefern, werden sowohl durch lithologische als auch organische Parameter eindeutig erkannt. Insgesamt ist während des Isotopenstadiums 6 und der Termination 1A eine optimale zeitliche Korrelation der zwei Faziesgliederungen möglich. Ursache hierfür ist der dominant allochthone und damit abbauresistentere Charakter des OM. Dem steht der Kernabschnitt des Isotopenstadiums 5 mit einer sehr schlechten Übereinstimmung zwischen organischer und lithologischer Fazies gegenüber. Die teilweise differenzierte Gliederung der Lithofazies wird im organischen Charakter der Sedimente nicht überliefert, was als Hinweis auf einen intensiven Abbau des ursprünglich abgelagerten (verstärkt autochthonen) OM durch diagenetische Prozesse interpretiert werden kann.

Geochemische und mikroskopische Untersuchungen an TOC-führendem IRD aus glazialen und deglazialen Sedimenten des EN und den im Norden angrenzenden Seegebieten belegen, daß Kohle- und Schwarzschieferklasten als Tracer zur Rekonstruktion von Paläo-Oberflächenströmungen wenig Aussagekraft haben. Aufgrund der sehr ähnlichen petrologischen Zusammensetzung und thermischen Reife sind vermutlich jurassisch-kretazische TOC-reiche Gesteine, die großflächig entlang der angrenzenden Festländer bzw. den vorgelagerten Schelfen anstehen, die Ausgangsgesteine für die untersuchten IRD-Klasten. Eine exakte regionale Zuordnung ist aber, bedingt durch die weite Verbreitung der Gesteine, nicht möglich. Demgegenüber zeigen anstehende TOC-führende Ton-/Siltsteine der westlichen Barents-See und des südlich angrenzenden Gebiets der Vesterålen (Andøya) auffällige geochemische und mikroskopische Signaturen, die sich auch in glaziomarin beeinflussten Sedimenten des frühen und mittleren Isotopenstadiums 6 im östlichen EN wiederfinden. Eine Rekonstruktion der Paläoeisdriftströmung aus dem Bereich der südwestlichen Barents-See bis in die Jan-Mayen-Bruchzone konnte so anhand von Ton-/Siltsteinklasten im Sediment durchgeführt werden.

8. Literaturhinweise

- Aagaard, K., A. Foldvik & S. R. Hillmann, 1987: The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation.- *Journal of Geophysical Research*, **92** (C4): 3778-3784.
- Abdullah, W. H., D. Murchison, J. M. Jones, N. Telnaes & J. Gjelberg, 1987: Lower Carboniferous coal depositional environments on Spitsbergen, Svalbard.- *Advances in Organic Geochemistry*, **13**: 953-964.
- Alajbeg, A., V. Britovic, S. Svel-Serovecki, C. Cornford, A. Todoric, J. Rajkovic, G. Baric & A. Putnikovic, 1989: Geochemical studies of the oils and source rocks in the Pannonian Basin (Yugoslavia).- *Advances in Organic Geochemistry*, **16**: 339-352.
- Anonymous, 1987: Polar Regions Atlas.- *The Foreign Assessment Center, Central Intelligence Agency*.
- Bathmann, U. V., R. Peinert, T. T. Noji & B. von Bodungen, 1990: Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea.- *Progress in Oceanology*, **24**: 117-125.
- Baumann, K.-H., 1990: Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeres im Jungquartär.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, **22**: 1-146.
- Baumann, K.-H. & J. Matthiessen, 1992: Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: Evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages.- *Marine Micropaleontology*, **20**: 129-146.
- Bender, M. L. & D. T. Heggie, 1984: Fate of organic carbon reaching the deep sea floor: a status report.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 977-986.
- Berger, W. H., 1989: Global Maps of Ocean Productivity.- In: Berger W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 429-455.
- Berger, W. H., V. S. Smetacek & G. Wefer, 1989: Ocean productivity and paleoproductivity- An overview.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean - Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 1-34.
- Berger, W. H. & G. Wefer, 1990: Export production: Seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*, **89**: 245-254.
- Berner, H. & G. Wefer, 1990: Physiographic and biological factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait.- In: Bleil, U. & J. Thiede (Eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C, 308, Dordrecht, Boston, London: 317-335.
- Betzer, R. R., W. L. Showers, E. A. Laws, C. D. Winn, G. R. DiTullio & P. M. Kroopnick, 1984: Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153 °W in the Pacific Ocean.- *Deep-Sea Research*, **31**: 1-11.
- Bischof, J., 1990: Dropstones im Europäischen Nordmeer - Indikatoren für Meeresströmungen in den letzten 30.000 Jahren.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, **30**: 1-200.
- Bischof, J., J. Koch, M. Kubisch, R. F. Spielhagen & J. Thiede, 1991: Nordic Sea surface ice drift reconstructions: Evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6.- In: Dowdeswell, J. A. & J. D. Scourse (Eds.): *Glaciomarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society London, Special Publication, **53**: 235-251.
- Bjørlykke, K., B. Bue & A. Elverhøi, 1978: Quaternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock.- *Sedimentology*, **25**: 227-246.
- Bjørøy, M. & J. O. Vigran, 1979: Source rock studies on outcrop samples from the Norwegian Continental Shelf.- *IKU- Report*, **P 215/1/78**: 1-63.

- Bjørøy, M., K. Hall & J. O. Vigran, 1980: An organic geochemical study of Mesozoic shales from Andøya, North Norway.- *Advances in Organic Geochemistry*, 9: 77-91.
- Bjørøy, M. & J. O. Vigran, 1980: Geochemical study of the organic matter in outcrop samples from Agardhfjellet, Spitsbergen.- *Advances in Organic Geochemistry*, 9: 141-147.
- Blindheim, J., 1989: Cascading of Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea.- *Rapports et Procès-verbaux des Réunions Conseil permanent international pour l'exploration de la mer*, 188: 49-58.
- Bodungen, von B., 1989: Pelagische Primärproduktion und vertikaler Partikelfluss im Ozean.- *Unveröffentlichte Habilitationsschrift, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel*: 1-156.
- Bohrmann, G., 1988: Zur Sedimentationsgeschichte von biogenen Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 646 und 647).- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, 9: 1-221.
- Botz, R., H. Erlenkeuser, J. Koch & H. Wehner, 1991: Analysis of sedimentary organic matter of a glacial/interglacial change (oxygen isotope stage 6/5) in the Norwegian-Greenland Sea.- *Marine Geology*, 98: 113-119.
- Bruland, K. W. et al., 1989: Group report: Flux to the Ocean.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 193-215.
- Bugge, T., R. Knarud & A. Mørk, 1984: Bedrock geology on the mid-Norwegian continental shelf.- In: Norwegian Petroleum Society (Ed.): *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham & Trotman, London: 271-283.
- Canfield, D. E., 1989: Sulfate reduction and oxic respiration in marine sediments: implications for organic carbon preservation in euxinic environments.- *Deep-Sea Research*, 36: 121-138.
- Carmack, E. C. & K. Aagaard, 1973: On the deep water of the Greenland Sea.- *Deep-Sea Research*, 20: 687-715.
- Chesselet, R., M. Fontugne, P. Buat-Menard, U. Ezat & C. E. Lambert, 1981: The origin of particulate organic carbon in the marine atmosphere as indicated by its stable carbon isotopic composition.- *Geophysical Research Letters*, 8: 345-348.
- Christiansen, F., H. Olsen, S. Piasecki & L. Stemmerik, 1989: Organic geochemistry of Upper Palaeozoic lacustrine shales in the East Greenland Basin.- *Advances in Organic Geochemistry*, 16: 287-294.
- Churkin, M. J., G. Soleimani, C. Carter & R. Robinson, 1981: Geology of the Soviet Arctic: Kola Peninsula to Lena river.- In: Nairn, A. E. M. et al. (Eds.): *The Ocean Basins and Margins*, 5: *The Arctic Ocean*. Plenum Press, New York & London: 331-375.
- Combaz, A., J. Bellet, D. Poulain, C. Caratini & C. Tissot, 1974: Étude microscopique de la matière organique de sédiments quaternaires de Mer de Norvège.- In: Marines, C. d. G. (Ed.): *Orgon I Mer de Norvège*. CNRS, Paris: 81-139.
- Coppedge, M. L. & W. L. Balsam, 1992: Organic carbon distribution in the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum.- *Marine Geology*, 105: 37-50.
- Croxton, C. A. & C. A. G. Pickton, 1976: The Van Mijenfjorden Group (Tertiary) of South-West Nordenskiöld Land, Spitsbergen.- In: Harland, W. B. et al. (Eds.): *Some coal-bearing strata in Svalbard*. Norsk Polarinstitutt Skrifter, Oslo: 29-46.
- Cutbill, J. L., W. G. Henderson & N. J. R. Wright, 1976: The Billefjorden Group (Early Carboniferous) of Central Spitsbergen.- In: Harland, W. B. et al. (Eds.): *Some coal-bearing strata in Svalbard*. Norsk Polarinstitutt Skrifter, Oslo: 57-89.
- Dalland, A., 1981: Mesozoic sedimentary succession at Andøy, northern Norway, and relation to structural development of the North Atlantic area.- *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 7 : 563-584.

- Dean, W. E., M. A. Arthur & G. E. Claypool, 1986: Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic, or environmental signal? - *Marine Geology*, **70**: 119-157.
- Degens, E. T. & V. Ittekkot, 1987: The carbon cycle - tracking the path of organic particles from sea to sediment. - In: Brooks, J. & A. J. Fleet (Eds.): *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication, **26**, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne: 121-135.
- Demaison, G., 1991: Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?: discussion. - *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **75**: 499.
- Dibner, V. D. & N. M. Krylova, 1965: Stratigraphic position and material composition of coal measures in Franz Josef Land. - *International Geology Review*, **7**: 1030-1038.
- Dowdeswell, E. K., 1988: The Cenozoic stratigraphy and tectonic development of the Barents Shelf. - In: Harland, W. B. & E. K. Dowdeswell (Eds.): *Geological evolution of the Barents shelf region*. Graham & Trotman, London, Dordrecht, Boston: 109-130.
- Durto, J. T., 1981: Geology of Alaska bordering the Arctic Ocean. - In: Nairn, A. E. M. et al. (Eds.): *The Ocean Basins and Margins, 5: The Arctic Ocean*. Plenum Press, New York, London: 331-375.
- Einsele, G., 1992: Sedimentary Basins - Evolution, Facies, and Sediment Budget. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, Budapest: 1-628.
- Elverhøi, A. & Ø. Lauritzen, 1984: Bedrock geology of the northern Barents Sea (west of 35°E) as inferred from the overlying Quaternary deposits. - *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, **180**: 5-16.
- Elverhøi, A. & A. Solheim, 1983: The Barents Sea ice sheet - a sedimentological discussion. - *Polar Research*, **1**: 23-42.
- Elverhøi, A. & A. Solheim, 1983: Surface sediment distribution. - *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, **179**: 3-23.
- Emerson, S., 1985: Organic carbon preservation in marine sediments. - In: Sundquist, E. T. & W. S. Broecker (Eds.): *The carbon cycle and atmospheric CO_2 : natural variations archean to present*. Geophysical Union, Washington, D.C.: 78-87.
- Emerson, S., K. Fischer, C. Reimers & D. Heggie, 1985: Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. - *Deep-Sea Research*, **32**: 1-21.
- Emerson, S. & J. I. Hedges, 1988: Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. - *Paleoceanography*, **3**: 621-624.
- Emerson, S., C. Stump, P. M. Grootes, M. Stuiver, G. W. Farwell & F. H. Schmidt, 1987: Estimates of degradable organic carbon in deep-sea surface sediments from ^{14}C concentrations. - *Nature*, **329**: 51-53.
- Espitalié, J., J. L. Laporte, M. Madec, F. Marquis, P. Leplat, J. Paulet & A. Boutefeu, 1977: Méthode rapide de caractérisation des roches-mère, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. - *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **32**: 23-42.
- Espitalié, J., M. Madec & B. Tissot, 1980: Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration. - *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**: 59-66.
- Espitalié, J., K. S. Makadi & J. Trichet, 1984: Role of the mineral matrix during kerogen pyrolysis. - *Organic Geochemistry*, **6**: 365-382.
- Fairbanks, R. G., 1989: A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature*, **342**: 637-642.
- Fischer, G., 1989: Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer. - *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **5**: 1-161.

- Forsberg, A. & M. Bjørøy, 1981: A sedimentological and organic geochemical study of the Botneheia Formation, Svalbard, with special emphasis on the effects of weathering on the organic matter in shales.- In: Bjørøy, M. et al. (Eds.): *Advances in Organic Geochemistry*. John Wiley & Sons, Chichester: 60-68.
- Fowler, S. W. & G. A. Knauer, 1986: Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column.- *Progress in Oceanology*, **16**: 147-194.
- Gearing, J. N., 1988: The use of stable isotope ratios for fracturing the nearshore - offshore exchange of organic matter.- In: Jansson, B. O. (Ed.): *Lecture Notes on Estuarine Studies: Coastal- Offshore Ecosystem Interactions*. Lecture Notes on Estuarine Studies. Springer-Verlag, Berlin: 69-101.
- Graf, G., 1988: Benthisch/pelagische Kopplung aus benthischer Sicht.- *Unveröffentlichte Habilitationsschrift Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät*, Universität Kiel: 1-77 plus Anhang.
- Graf, G., 1989: Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community.- *Nature*, **341**: 437-439.
- Haake, B. & V. Ittekkot, 1990: Die Wind-getriebene "biologische Pumpe" und der Kohlenstoffentzug im Ozean.- *Naturwissenschaften*, **77**: 75-79.
- Håkansson, E., C. Heinberg & L. Stemmerik, 1981: The Wandel Sea Basin from Holm Land to Lockwood, Eastern North Greenland.- *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse*, **106**: 47-63.
- Håkansson, E. & L. Stemmerik, 1984: Wandel Sea Basin - The North Greenland equivalent to Svalbard and the Barents Sea.- In: Spencer, A. M. et al. (Eds.): *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham & Trotman, London: 97-107.
- Haldorsen, S., 1974: Four sediment cores from the continental shelf outside Trøndelag.- *Norges Geologiske Undersøgelse Bulletin*, **304**: 21-31.
- Hamich, A., 1991: Sedimentologische Untersuchungen eines Kernes (GIK 21906-2) der Grönlandsee.- *Unveröffentlichte Diplomarbeit Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel*: 1-78
- Harland, W. B., W. A. G. Pickton & N. J. R. Wright, 1976: Some coal-bearing strata in Svalbard.- In: Harland, W. B. et al. (Eds.): *Some coal-bearing strata in Svalbard*, **164**: Norsk Polarinstitutt Skrifter, Oslo: 7-28.
- Hebbeln, D., 1991: Spätquartäre Stratigraphie und Paläozooanographie in der Fram Straße.- *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **22**: 1-174.
- Hebbeln, D., 1992: Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlating the marine and terrestrial records.- *Boreas*, **21**: 295-304.
- Hebbeln, D. & G. Wefer, 1991: Effects of ice coverage and ice rafted material on sedimentation in the Fram Strait.- *Nature*, **350**: 409-411.
- Henrich, R., 1989: Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleoceanography, and evolution of Late Pliocene to Quaternary northern hemisphere climate.- In: Eldholm, O. et al.: *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, **104**. College Station, TX, Ocean Drilling Program: 189-232.
- Henrich, R., H. Kassens, E. Vogelsang & J. Thiede, 1989: Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Marine Geology*, **86**: 283-319.
- Henrich, R., 1992: Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimentflüsse im Zeitraum 2,6 Ma bis rezent.- *Unveröffentlichte Habilitationsschrift Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät*, Universität Kiel: 1-345.
- Henrich, R. & K. H. Baumann, subm.: Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.8 My: Evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records.- *submitted to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Henrichs, S. M. & J. W. Farrington, 1987: Early diagenesis of amino acids and organic matter in two coastal marine sediments.- *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **51**: 1-15.

- Henrichs, S. M. & W. S. Reeburgh, 1987: Anaerobic mineralisation of marine organic matter: rates and role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy.- *Geomicrobiology Journal*, **5**: 191-237.
- Hölemann, J., R. Henrich & M. Wiesner, 1990: Organische Substanzen in den känozoischen Sedimenten der Norwegischen See (Vøring Plateau, ODP Leg 104).- *Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **43**: 130-131.
- Hölemann, J. A., 1993: Akkumulation von autochthonem und allochthonem organischen Material in den känozoischen Sedimenten der Norwegischen See (ODP Leg 104).- *Unveröffentlichte Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel*: 1-78.
- Hölemann, J. A. & R. Henrich, subm: Allochthonous versus autochthonous organic matter in the Cenozoic sediments of the Norwegian Sea: Evidence for the onset of glaciations in the Northern Hemisphere.- submitted to *Paleoceanography*.
- Holtedahl, H., S. Haldorsen & J. O. Vigran, 1974: Two sediment cores from the Norwegian continental shelf between Haltenbanken and Frøyabanken (64°06'N, 7°39'E).- *Norges Geologiske Undersøgelse Bulletin*, **304**: 1-20.
- Honjo, S., 1990: Particle fluxes and modern sedimentation in the Polar Oceans.- In: *Polar Oceanography, Part B: Chemistry, Biology, and Geology*. Academic Press: 687-739.
- Hopkins, D. S., 1990: Essential differences between the East Greenland and Norwegian Atlantic Current systems.- *XV General Assembly of the European Geophysical Society*, Copenhagen, 23-27 April 1990.
- Horn, G., 1931: Über Kohlen Gerölle in Norwegen.- *Norsk Geologiske Tidsskrift*, **12**: 341-361.
- Horsfield, B. & A. G. Douglas, 1980: The influence of minerals on the pyrolysis of kerogens.- *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **44**: 1119-1131.
- Ittekkot, V., 1988: Global trends in the nature of organic matter in river suspensions.- *Nature*, **33**: 436-438.
- Ittekkot, V. & B. Haake, 1990: The terrestrial link in the removal of organic carbon in the sea.- In: Ittekkot, V. et al. (Eds.): *Facets of Modern Biogeochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 318-325.
- Ittekkot, V., B. Haake, M. Bartsch, R. R. Nair & V. Ramaswamy, 1992: Organic carbon removal in the sea: the continental connection.- In: Summerhayes, C. P. et al. (Eds.): *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. Geological Society London, Special Publication **64**: 167-176.
- Jansen, E. & K. R. Bjørklund, 1985: Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15.000 BP to present: a multi parameter study.- *Boreas*, **14**: 243-257.
- Jansen, E. & H. Erlenkeuser, 1985: Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: isotopic evidence.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **49**: 189-206.
- Jansen, E., H. P. Sejrup, T. M. H. Fjaeran, H. Holtedahl & O. Skarb, 1983: Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea.- *Norsk Geologiske Tidsskrift*, **63**: 117-146.
- Jasper, J. P. & R. B. Gagosian, 1990: The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary Pigmy Basin, Gulf of Mexico.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 1117-1132.
- Johannessen, O. M., 1986: Brief overview of the physical oceanography.- In: Hurdle, B. G. (Ed.): *The Nordic Seas*. Springer, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: 102-127.
- Jones, R. W., 1987: Organic facies.- *Advances in Petroleum Geochemistry*, **2**: 1-80.
- Jones, R. W. & G. J. Demaison, 1982: Organic facies - Stratigraphic concept and explorational tool.- In: Saldivar-Sali, A. (Ed.): *Proceedings of the Second ASCOPE Conference and Exhibition, Manila, Philippines*: ASCOPE, ASEAN Council on Petroleum, Manila: 50-67.

- Jumars, P. A. et al., 1989: Group Report: Transformation of seafloor-arriving fluxes into the sedimentary record.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 291-311.
- Kaltenback, A. J., G. K. Guannel, W. B. Lyons & A. Moore, 1984: Analysis of organic matter from Leg 81 (Rockall Plateau).- In: Roberts, D. G. et al.: *Initial Reports of the DSDP*, 81. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.: 807-825.
- Karpuz, N. K. & E. Jansen, 1992: A high resolution diatom record of the last deglaciation from the Norwegian Sea: documentation of rapid climatic changes.- *Paleoceanology*, 7: 499-520.
- Kassens, H., 1990: Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, 24: 1-117.
- Katz, B. J., 1983: Limitations of "Rock Eval" pyrolysis for typing organic matter.- *Organic Geochemistry*, 4: 195-199.
- Kellogg, T. B., 1980: Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts.- *Boreas*, 9: 115-137.
- Kelly, R. A., 1988: Jurassic through Cretaceous stratigraphy of the Barents shelf.- In: Harland, W. B. & E. K. Dowdeswell (Eds.): *Geological Evolution of the Barents Shelf Region*. Graham & Trotman, London, Dordrecht, Boston: 109-130.
- Kerr, J. W., 1981: Evolution of the Canadian Arctic islands: a transition between the Atlantic and Arctic Ocean.- In: Nairn, A. E. M. et al. (Eds.): *The Ocean Basins and Margins*, 5: *The Arctic Ocean*. Plenum Press, New York & London: 105-199.
- Killworth, P. D., 1979: On "chimney" formations in the ocean.- *Journal of Physical Oceanography*, 9: 531-554.
- Koltermann, K. P., 1987: Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.- *Unveröffentlichte Dissertation Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Hamburg*: 1-287.
- Köster, M., 1992: Mikrobieller Abbau von organischem Material an Grenzzonen.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, 35: 1-148.
- Kubisch, M., 1991: Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre.- *Unveröffentlichte Dissertation Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel*: 1-127.
- Lampitt, R. S., 1985: Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension.- *Deep-Sea Research*, 32: 885-897.
- Langford, F. F. & M. M. Blanc-Valeron, 1990: Interpreting Rock-Eval Pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. Total Organic Carbon.- *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 799-804.
- Liebezeit, G. & M. G. Wiesner, 1989: Pyrolysis of recent marine sediments - 1. Biopolymers.- *Advances in Organic Geochemistry*, 16: 1179-1185.
- Lund, J. J. & K. R. Pedersen, 1985: Palynology of the marine Jurassic formations in the Vardekløft ravine, Jameson Land, East Greenland.- *Bulletin of the Geological Society Denmark*, 33: 371-399.
- Lutze, G.F & B. Salomon, 1987: Foraminiferen - Verbreitung zwischen Norwegen und Grönland: ein Ost-West Profil.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, 6: 69-78.
- Mangerud, J., J. I. Svendsen, J. Landvik & O. Salvigsen, 1990: Glacial history of Svalbard for the last 120,000 years.- *First PONAM- Workshop, Gent, Abstracts*.
- Manum, S. B. & T. Throndsen, 1977: Dispersed organic matter (kerogen) in the Spitsbergen Tertiary.- *Norsk Polarinstitutt Årbok 1977*: 179-187.

- Manum, S. B. & T. Thondsen, 1977: Rank of coal and dispersed organic matter and its geological bearing in the Spitsbergen Tertiary.- *Norsk Polarinstitutt Årbok 1977*: 159-177.
- Martin, J. H., G. H. Knauer & W. W. Broenkow, 1985: VERTEX: the lateral transport of manganese in the North-East Pacific.- *Deep-Sea Research*, **32**: 1405-1427.
- Matthiessen, J., 1991: Dinoflagellaten-Zysten im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläo-Ozeanographie.- *Geomar Report*, **7**: 1-104.
- McArthur, J. M., R. V. Tyson, J. Thomson & D. Matthey, 1992: Early diagenesis of marine organic matter: Alteration of the carbon isotopic composition.- *Marine Geology*, **105**: 51-61.
- McDonald, T. J., M. C. Kennicut, J. M. Brooks & K. A. Kvenvolden, 1989: Organic matter at Sites 642, 643 and 644, ODP Leg 104.- In: Eldholm, O. et al.: *Proceedings of the ODP, Scientific Results 104*. College Station TX, Ocean Drilling Program: 309-316.
- Michaelis, W., V. Ittekkot & E. T. Degen, 1986: River inputs into oceans.- In: Lassere, P. & J. M. Martin (Eds.): *Biochemical processes at the Land-Sea Boundary*. Elsevier, Amsterdam: 37-52.
- Mintrop, L. J., 1990: Aminosäuren im Sediment - analytische Methodik und Ergebnisse aus der Norwegischen See.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, **20**: 1-217.
- Mørk, A. & M. Bjorøy, 1984: Mesozoic source rocks on Svalbard.- In: Spencer, A. M. et al. (Eds.): *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham & Trotman, London: 371-382.
- Mudie, P. J., 1989: Palynology and dinocyst biostratigraphy of the Late Miocene to Pleistocene, Norwegian Sea: ODP Leg 104, Sites 642 to 644.- In: Eldholm, O. et al.: *Proceedings of the ODP, Scientific Results 104*. College Station TX, Ocean Drilling Program: 611-662.
- Müller, P. J., 1975: Diagenese stickstoffhaltiger organischer Substanzen in oxischen und anoxischen marinen Sedimenten.- *"Meteor" Forschungsergebnisse*, **C 22**: 1-60.
- Müller, P. J., 1977: C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect on inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays.- *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **41**: 765-776.
- Müller, P. J. & E. Suess, 1979: Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation.- *Deep-Sea Research*, **26**: 1347-1362.
- Müller, P. J. & C. A. Ungerer, 1986: Aminoacids and aminosugars of surface particulate and sediment material from water of the Scotia Sea.- *Deep-Sea Research*, **33**: 819-839.
- Noji, T., 1989: The influence of zooplankton on sedimentation in the Norwegian Sea.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, **17**: 1-183.
- Pedersen, T. F. & S. E. Calvert, 1990: Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?- *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**: 454-466.
- Pedersen, T. F., B. Nielsen & M. Pickering, 1991: Timing of late quaternary productivity pulses in the Panama Basin and implications for atmospheric CO₂.- *Paleoceanography*, **6**: 657-677.
- Peinert, R., 1986: Production, grazing and sedimentation in the Norwegian Coastal Current.- In: Skreslet, S. (Ed.): *The Role of Freshwater: Outflow in Coastal Marine Ecosystems*. NATO ASI Series **G7**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 361-374.
- Peinert, R., B. v. Bodungen & V. S. Smetacek, 1989: Food web structure and loss rate.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. Report of the Dahlem Workshop, Berlin 1988: 35-48.
- Pelet, R., 1974: Géochimie organique des sédiments marins profonds de la mer de Norvège vue d'ensemble.- In: Marines, C. d. G. (Ed.): *Orgon I Mer de Norvège*. CNRS, Paris: 281-296.

- Peters, K. E., 1986: Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis.- *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **70**: 318-329.
- Peters, K. E., B. G. Rohrback & I. R. Kaplan, 1981: Geochemistry of artificially heated humic substances and sapropelic sediments- I. protokerogen.- *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **65**: 688-705.
- Powell, T. G., S. Creaney & L. R. Snowdon, 1982: Limitations of use of organic petrographic techniques for identification of petroleum source rocks.- *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**: 430-435.
- Powell, A. J., J. Lewis & J. D. Dodge, 1992: The palynological expression of post-Palaeogene upwelling: a review.- In: Summerhayes, C. P. et al. (Eds.): *Upwelling systems: Evolution since the early Miocene*. Geological Society Special Publication, **64**: 215-226.
- Prahl, F. G. & L. A. Muelhausen, 1989: Lipid biomarkers as geochemical tools for paleoceanographic study.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 271-289.
- Quadfasel, D., J. Gascard & K. P. Koltermann, 1987: Large mesoscale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment.- *Journal of Geophysical Research*, **92** (C7): 6719-6728.
- Quadfasel, D. & J. Meincke, 1987: Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres.- *Deep-Sea Research*, **34**: 1883-1888.
- Quadfasel, D., B. Rudel & K. Kurz, 1988: Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait.- *Deep-Sea Research*, **35**: 1143-1150.
- Rau, G. H., R. E. Sweeney & I. R. Kaplan, 1982: Plankton $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio changes with latitude: differences between northern and southern oceans.- *Deep-Sea Research*, **29**: 1035-1039.
- Reidt, J. L. & R. J. Lynn, 1971: On the influence of the Norwegian- Greenland Sea and Weddell Sea upon the bottom waters of the Indian and Pacific Ocean.- *Deep-Sea Research*, **38**: 1063-1088.
- Reimers, C. E., 1989: Control of benthic fluxes by particulate supply.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 217-233.
- Rey, F., 1981: Primary production estimates in the Norwegian Coastal Current between 62°N and 72°N.- In: Sætre, R. & M. Mork (Eds.): *The Norwegian Coastal Current*. University of Bergen Press, Bergen: 649-680.
- Romankevich, E. A., 1984: *Geochemistry of Organic Matter in the Ocean*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. 1-334.
- Romankevich, E. A., 1990: Biogeochemical problems of living matter of the present-day biosphere.- In: Ittekkot, V. et al. (Eds.): *Facets of Modern Biogeochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: 39-51.
- Rowe, G. T., M. Sibuet, J. Deming & A. Khrifounoff, 1990: Organic carbon turnover time in deep-sea benthos.- *Progress in Oceanology*, **24**: 141-160.
- Ruff, M., 1988: Untersuchungen an Sedimenten aus Großkastengreifern zwischen Jan Mayen und dem Vøring Plateau.- *Unveröffentlichte Diplomarbeit Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel*: 1-57.
- Rullkötter, J., R. Littke, M. Radke, U. Disko, B. Horsfield & J. Thurow, 1992: Petrography and geochemistry of organic matter in Triassic and Cretaceous deep-sea sediments from Wombat and Exmouth Plateaus and nearby abyssal plains off Northwest Australia.- In: von Rad, U. et al.: *Proceedings of the ODP, Scientific Results 122*. College Station TX, Ocean Drilling Program: 317-329.
- Sackett, W. M., 1989: Stable carbon isotope studies on organic matter in the marine environment.- In: Fontes, P. F. & J. C. (Eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo: 139-169.

- Sætre, R. & M. Mork, 1981: The Norwegian coastal current.- In: Audunson, T. et al. (Eds.): *Some Observations of Ocean Fronts, Waves and Currents in the Surface along the Norwegian Coast from Satellite Images and Drifting Buoys*, 1: 20-56.
- Sarnthein, M., E. Jansen, M. Arnold, J. C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatoy, T. Veum, E. Vogelsang & M. S. Weinelt, 1992: $\delta^{18}\text{O}$ time-slice reconstruction of meltwater anomalies at Termination 1 in the North-Atlantic between 50 and 80° N.- In: Bard, E. & W. S. Broecker (Eds.): *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 183-200.
- Sarnthein, M., U. Pflaumann, R. Ross, R. Tiedemann & K. Winn, 1992: Transfer functions to reconstruct ocean paleoproductivity: a comparison.- In: Summerhayes, C. P. et al. (Eds.): *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. Geological Society London Special Publication, 64, London: 411-427.
- Sarnthein, M. & K. Winn, 1990: Reconstruction of low and middle latitude export productivity, 30000 years BP to present: implications for global carbon reservoirs.- In: Schlesinger, M.E. (Ed.): *Climate-Ocean Interaction*. Kluwer Academic Press: 319-342.
- Sarnthein, M., K. Winn, J. C. Duplessy & M. R. Fontugne, 1988: Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO_2 reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21.000 years.- *Paleoceanography*, 3 : 361-399.
- Schacht, R., 1991: Paläo-ozeanographische Entwicklung des Gebietes der zentralen Grönland Fracture Zone während der letzten 350 ka.- *Unveröffentlichte Diplomarbeit Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel*: 1-121.
- Scheidt, G. & R. Littke, 1989: Comparative organic petrology of interlayered sandstones, siltstones, mudstones and coals in the Upper Carboniferous Ruhr Basin, Northwest Germany, and their thermal history and methane generation.- *Geologische Rundschau*, 78: 375-390.
- Schidlowski, M., 1988: A 3.800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks.- *Nature*, 333: 313-318.
- Schott, F., J. Fischer & M. Visbeck, 1990: Observations of vertical currents associated with winter convection in the Greenland Sea.- *XV General Assembly of the European Geophysical Society, Copenhagen*.
- Smith, D. G. & C. A. G. Pickton, 1976: The Helvetiafjellet formation (Cretaceous) of North-East Nordenskiöld Land, Spitsbergen.- In: Harland, W. B. et al. (Eds.): *Some Coal-Bearing Strata in Svalbard*, 164. Norsk Polarinstitut Skrifter, Oslo: 47-55.
- Smith, W. O., L. A. Codispoti, D. M. Nelson, T. Manley, E. J. Buskey, H. J. Niebauer & G. F. Cota, 1991: Importance of *Phaeocystis* blooms in the high-latitude ocean carbon cycle.- *Nature*, 352: 514-516.
- Söding, E., 1991: Beitrag zur quartären Entwicklung des westlichen Europäischen Nordmeeres anhand sedimentologischer Untersuchungen an Kern GIK 17728.- *Unveröffentlichte Diplomarbeit Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel*: 1-72.
- Spielhagen, R. F., 1991: Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre.- *Geomar Report*, 4: 1-137.
- Stach, E., M.-T. Mackowsky, M. Teichmüller, G. H. Taylor, D. Chandra & R. Teichmüller, 1982: Stach's Textbook of Coal Petrology. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart: 1-535.
- Stein, R. & R. Littke, 1990: Organic-carbon-rich sediments and paleoenvironment: results from Baffin Bay (ODP-Leg 105) and the upwelling area off Northwest Africa (ODP-Leg 108).- In: Huc, A. Y. (Ed.): *Deposition of Organic Facies*. AAPG Studies in Geology. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa: 41-56.
- Stein, R., 1991: Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments.- *Lecture Notes in Earth Sciences*, 34. Springer-Verlag, Berlin: 1-216.

- Stein, R., H. Grobe, H. Hubberten, P. Marienfeld & S. Nam, 1993: Latest Pleistocene to Holocene changes in glaciomarine sedimentation in Scoresby Sund and along the adjacent East Greenland Continental Margin: Preliminary results.- *Geo-Marine Letters*, **21**: 1-8.
- Surlyk, F., S. Piasecki, F. Rolle, L. Stemmerik, E. Thomsen & P. Wang, 1984: Permian Basin of East-Greenland.- In: Spencer, A. M. et al. (Eds.): *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham & Trotman, London: 303-316.
- Swift, J. H., 1984: The circulation of the Denmark Strait and Island-Scotland overflow waters in the North Atlantic.- *Deep-Sea Research*, **31**: 1339-1355.
- Swift, J. H. & K. P. Koltermann, 1988: The origin of Norwegian Sea deep water.- *Journal of Geophysical Research*, **93** (C4): 3563-3569.
- Swift, J. H., T. Takahashi & H. D. Livingston, 1983: The contributions of Greenland and Barents seas to the deep water of the Arctic Ocean.- *Journal of Geophysical Research*, **88**: 5981-5986.
- Thiede, J., G. W. Diesien, B.-E. Knudsen & T. Snåre, 1986: Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea.- *Marine Geology*, **69**: 323-352.
- Thiede, J., O. Eldholm & E. Taylor, 1989: Variability of Cenozoic Norwegian-Greenland Sea paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate.- In: Eldholm, O. et al.: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 104*. College Station TX, Ocean Drilling Program: 1067-1118.
- Thies, A., 1991: Die Benthos-Foraminiferen im Europäischen Nordmeer.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, **31**: 1-97.
- Thomsen, L., 1992: Untersuchungen zur Bodennepheloidschicht am westlichen Barents See Kontinentalhang.- *Unveröffentlichte Dissertation Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel*: 1-96.
- Thronsdon, T. & T. Bjærke, 1983: Palynodebris analysis of a shallow core from the Barents Sea.- *Polar Research*, **1**: 43-47.
- Tissot, B. P. & D. H. Welte, 1984: *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg: 1-699.
- Tyson, R. V., 1987: The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks.- In: Brooks, J. & A. J. Fleet (Eds.): *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publications, **26**. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne: 47-67.
- Vigran, J. O., 1970: Fragments of a Middle Jurassic flora from northern Trøndelag, Norway.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **50**: 193-214.
- Vogelsang, E., 1990: Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, **23**: 1-136.
- Vogt, P. R., 1986: Seafloor topography, sediments and paleoenvironments.- In: Hurdle, B. G. (Ed.): *The Nordic Seas*. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: 237-386.
- Vorren, T. O., E. Lebesbye, K. Andreassen & K.-B. Larsen, 1989: Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea.- *Marine Geology*, **85**: 251-272.
- Vorren, T. O., G. Richardsen & S.-M. Knutsen, 1991: Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea.- *Marine and Petroleum Geology*, **8**: 317-340.
- Wagner, H. & G. Berthold, 1979: COMECON. Rohstoffwirtschaftlicher Überblick.- *Rohstoffwirtschaftliche Länderberichte der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*, **23**, Hannover.
- Wefer, G., 1989: Particle flux in the ocean: effects of episodic production.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 139-153.

- Wefer, G. & G. Fischer, subm.: Seasonal flux pattern in Eastern Atlantic upwelling areas: relation to Tradewinds, ITCZ-migrations and upwelling events.- *submitted to Deep-Sea Research*.
- Weinelt, M., M. Sarnthein, M. Arnold, H. Erlenkeuser & E. Jansen, 1992: Meltwater episodes in the Norwegian-Greenland Sea during the last 60.000 years.- *IV International Conference on Paleoceanology, Kiel, Abstracts*: 297.
- Westerhausen, L., 1992: Organische Sedimente im äquatorialen Ostatlantik: Einflüsse von Herkunft, Transportmustern, Diagenese und Klimaschwankungen.- *Berichte-Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel*, 48: 1-109.
- Wiesner, M. G., B. Haake & H. Wirth, 1990: Organic facies of surface sediments in the North Sea.- *Organic Geochemistry*, 15: 419-432.
- Wolf, T. C. W., 1990: Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen (ODP Legs 105 und 104, DSDP Leg 81).- *Geomar Report*, 5: 1-92.
- Zafiriou, O. C., R. B. Gagosian, E. T. Peltzer, J. B. Alford & T. Loder, 1985: Air-to-sea fluxes of lipids at Enewetak Atoll.- *Journal of Geophysical Research*, 90 (D1): 2409-2423.
- Ziegler, P. A., 1988: Evolution of the Arctic North Atlantic and the western Tethys.- *The American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 43: 1-197.

Danksagung:

Für die Anregung und Betreuung dieser Arbeit möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Thiede und Herrn Priv.-Doz. Dr. R. Henrich herzlich bedanken.

Die Realisierung dieser Arbeit wäre ohne die besondere Kooperations- und Hilfsbereitschaft von Herrn Dr. M. G. Wiesner, Institut für Biogeochemie und Meereschemie, Universität Hamburg, nicht möglich gewesen. Für die Unterstützung möchte ich mich besonders bedanken.

Einen Dank auch an meine Arbeitskollegen Jens Hölemann, Kai-Uwe Schmidt, Frank Blaume und Birger Schlünz für die vielen fachlichen Diskussionen und die Geduld mit mir.

Mein Dank gilt weiterhin:

- Allen Kollegen am Geomar und im SFB 313, die mir immer mit Rat und Tat zur Seite standen,
- Frau Ortrud Runze für die schnelle Korrektur der Arbeit,
- Herrn Dr. H. Erlenkeuser am ^{14}C -Labor der Universität Kiel für die Isotopenanalysen und Diskussion der Daten,
- Den Herren Prof. Dr. Leythäuser, Dr. B. Horsfield, Dr. Littke, F. Leistner und Frau E. Biermann von der KFA in Jülich für die freundliche Unterstützung bei der Einarbeitung in die analytische Methodik und die Meßzeit an den Geräten.
- Herrn Dr. R. Stein und Herrn R. Stax vom Alfred-Wegener-Institut für die schnelle Hilfe bei den Rock-Eval Messungen,

Mein besonderer Dank gilt nicht zuletzt Janet, die mit ihrer Geduld einen wichtigen Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat, sowie meinen Eltern, die mir durch ihre finanzielle Unterstützung das Studium ermöglicht haben.

Diese Arbeit wurde durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Sonderforschungsbereich 313 an der Universität Kiel, gefördert.

Liste der Abkürzungen:

AR	Akkumulationsrate g/cm ² /ky
C/N	TOC / N _{tot}
EGC	East Greenland Current
EN	Europäisches Nordmeer
EP	Exportproduktion
FID	Flammen Ionisations Detektor
GIK	Geologisches Institut Kiel
GKG	Großkastengreifer
HI	Hydrogen Index mgKW/gTOC
IRD	Ice Rafted Debris
KAL	Kastenlot
KW	Kohlenwasserstoff
NADW	North Atlantic Deep Water
NAW	North Atlantic Water
NCC	Norwegian Coastal Current
NSDW	Norwegian Sea Deep Water
OM	Organisches Material
pCO ₂	Atmosphärischer Partialdruck des CO ₂
POC	Partikulärer organischer Kohlenstoff
PP	Primärproduktion (Neue Produktion)
PW	Polar Water
%Rm	Vitrinitreflexion %Rm (Reflectance, mean)
SFB 313	Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel
S2	KW-Ausbeute zwischen 180 und 550 °C mgKW/gSed
TOC	Gesamter organische Kohlenstoff Gew. %
TOC _G	Organischer Kohlenstoff der Gesamtprobe Gew. %
TOC _F	Organischer Kohlenstoff der Fraktion Gew. %
TOC _{SF}	Organischer Kohlenstoff der Subfraktion Gew. %
TOC _{F(<2)}	Organischer Kohlenstoff der Fraktion < 2 µm Gew. %
TOC _{F(125-2000)}	Organischer Kohlenstoff der Fraktion 125-2000 µm Gew. %
TC	Gesamtkohlenstoff Gew. %
TCD	Thermal Conductivity Detector
Tmax	Temperatur maximaler KW-Ausbeute °C

Liste der Abbildungen, Tabellen und Phototafeln:

Abbildungen:

- Abb. 1:** TOC-Verteilungsmuster an der Sedimentoberfläche (0- 5 cm) im Weltmeer.
- Abb. 2:** Produktivitätskarte des Atlantischen Ozeans ("Dahlem"- Karte).
- Abb. 3:** Quellen und Eintragsprozesse autochthoner und allochthoner organischer Substanzen in Seegebiete höherer Breiten.
- Abb. 4:** Vertikaler Fluß von partikulärem organischen Material (POM, in $\text{g C m}^{-2}\text{y}^{-1}$) im Ozean nach Berger et al. (1989).
- Abb. 5:** Physiographie des Europäischen Nordmeers.
- Abb. 6:** Oberflächen-Stromsysteme im Europäischen Nordmeer.
- Abb. 7:** Vorläufige sauerstoffisotopen-stratigraphische Gliederung des Kerns 21911 basierend auf der Korrelation der Gesamtkarbonatgehalte zwischen den Kernen 21911 und 21910 (Schacht 1991).
- Abb. 8:** Verteilung der Lithologien für die Isotopenstadien 6, 5 und 1, 2 (Kerne 23071, 23065, 23352 und 23342 nach Henrich 1992; Kern 17728 nach Söding 1991; Kern 21906 nach Hamich 1991).
- Abb. 9:** Stark saisonal ausgeprägter pelagischer Partikelfluß bezogen auf Trockengewicht, Karbonat und partikuläres organisches Material (POM) in 500 m Wassertiefe auf dem Vøring-Plateau (nach Bathmann et al. 1990).
- Abb. 10:** Übersichtskarte des Europäischen Nordmeers, der Fram-Straße und Ausschnitten des Arktischen Ozeans.
- Abb. 11:** Geologie der westlichen Barents-See (nach Kelly 1984). Freiliegendes Grundgestein sowie Bereiche mit geringmächtiger Sedimentüberlagerung sind durch Übersignaturen gekennzeichnet (nach Elverhøi & Solheim 1983).
- Abb. 12:** Submarine Ausbisse mesozoischer Schichtenfolgen auf dem norwegischen Schelf vor Møre-Trøndelag (nach Bugge et al. 1984, Abb. 12 a). Die Mächtigkeit der quartären Sedimentüberlagerung ist in Abb. 12 b dargestellt.
- Abb. 13:** Detaillierte geologische Karte aus dem südlichen Bereich der ausstreichenden mesozoischen Schichten auf Andøya, Nord-Norwegen.
- Abb. 14:** Bearbeitungsschema der geochemischen und organisch-petrologischen Analyse.
- Abb. 15:** C/N-Verhältnisse in organischem Material (aus Hölemann 1993, modifiziert nach Stein 1991).
- Abb. 16:** Die $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Zusammensetzung ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) von terrigenen und marinen Pflanzen sowie planktonischer Protisten (nach Sackett 1989).
- Abb. 17:** Kohlepetrologische Klassifikation für Braunkohlen mit Ausgangsmaterialien und optischen Unterscheidungsmerkmalen einzelner Mazerale (modifiziert nach Stach et al. 1982).
- Abb. 18:** Korrelation der Ergebnisse verschiedener mikroskopischer Auszählverfahren (Korn- versus Volumen %) an TOC-armen Sedimenten aus dem Europäischen Nordmeer.

- Abb. 19:** Korrelation des gemessenen TOC glazialer und interglazialer Proben mit dem mikroskopisch ermittelten Volumenanteil der Mazerale (%).
- Abb. 20:** Relative prozentuale Verteilung der TOC-Gesamtsedimentgehalte in den Fraktionen <2 µm, 2- 6 µm, 6- 20 µm, 20- 63 µm, 63- 125 µm und 125- 2000 µm glazialer und interglazialer Sedimente aus dem nördlichen und südlichen Europäischen Nordmeer.
- Abb. 21:** Abschätzung von Mineral-Matrix-Effekten in glazialen und interglazialen Sedimenten nach Langford & Blanc-Valleron (1990).
- Abb. 22:** Histogramme der gemessenen Vitrinitreflexionen an Kohle- und Schwarzschieferproben aus dem zirkumarktischen Raum und von Andøya, Vesterålen (in %Rm).
- Abb. 23:** Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23071.
- Abb. 24:** Histogramme der Vitrinitreflexionen (% Rm) gemessen an interglazialen und glazialen Sedimenten der Norwegischen See.
- Abb. 25:** Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23065.
- Abb. 26:** Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23352.
- Abb. 27:** Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 23342.
- Abb. 28:** Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1 Kern 21906.
- Abb. 29:** Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 21911.
- Abb. 30:** Organisch-geochemische und -petrologische Daten für die Isotopenstadien 6-5 und 2-1, Kern 17728.
- Abb. 31:** Organische Faziestypen glazialer und interglazialer Sedimente aus dem Europäischen Nordmeer.
- Abb. 32:** Lage der Kerntraversen I (23071, 23065, 23352, 23342), II (17728, 21911, 21906) und III (23071, 23065, 21911, 17728).
- Abb. 33:** Organische Faziesverteilung entlang der Kerntraverse I (Vøring-Plateau - Island-See - südliche Grönland-See) für die Isotopenstadien 6/5 und 2/1.
- Abb. 34:** Organische Faziesverteilung entlang der Kerntraverse II (NW Grönland-Bruchzone - westliches Boreas-Becken) für die Isotopenstadien 6/5 und 2/1.
- Abb. 35:** Organische Faziesverteilung entlang der Kerntraverse III (Vøring-Plateau - Jan-Mayen-Bruchzone - NW Grönländische-See - Boreas-Becken) für die Isotopenstadien 6/5 und 2/1.
- Abb. 36:** Gegenüberstellung organischer und lithologischer Faziesseinheiten entlang der Kerntraverse I (Vøring-Plateau - Island-See - südliche Grönland-See).

- Abb. 37:** Gegenüberstellung organischer und lithologischer Faziesseinheiten entlang der Kerntraverse II (NW Grönland-Bruchzone - Boreas-Becken).
- Abb. 38:** Einfluß von Frühdiagenese auf autochthones organisches Material, dargestellt an fünf oberflächennahen Profilverläufen aus unterschiedlichen Bereichen der Norwegischen See und des Boreas Beckens.
- Abb. 39:** Einfluß der Frühdiagenese auf das autochthone organische Material in Sedimenten des äußeren Vøring-Plateaus, Kern 23071.
- Abb. 40:** Vorkommen von Kohle- und Schreibkreideklasten in Sedimenten aus Kernen des Europäischen Nordmeers, der Fram-Straße und des östlichen Arktischen Ozeans (zusammengestellt nach verschiedenen Autoren).
- Abb. 41:** Oberflächenströmung im östlichen Europäischen Nordmeer während des Isotopen-substadiums 6.3.
- Abb. 42:** Variation von autochthonem und allochthonem organischen Material im Wechsel zwischen glazialen und interglazialen Klimaphasen entlang einer Traverse vom Vøring-Plateau zur Island-See.

Tabellen:

- Tab. 1:** Position, Wassertiefe und Seegebiet der untersuchten Sedimentkerne.
- Tab. 2:** Vorläufige Altersfixpunkte Kern 21911, südöstliche Grönland-Bruchzone.
- Tab. 3:** Flußraten von organischem Kohlenstoff in der Wassersäule aus verschiedenen Seegebieten des Europäischen Nordmeers (zusammengestellt nach Hebbeln mündl. Mitt., Honjo 1990 und Mintrop 1990).
- Tab. 4:** Zusammenstellung von Faktoren zur Abschätzung des gesamten organischen Materials aus dem TOC unterschiedlicher Proben.
- Tab. 5:** Bilanzierung von TOC-Fraktionsanteilen zur Quantifizierung von sub-mikroskopischem OM in glazialen und interglazialen Sedimenten aus dem Europäischen Nordmeer.
- Tab. 6:** Korrektur der Hydrogen Indizes basierend auf der Quantifizierung von Mineral-Matrix Effekten (nach Langford & Blanc-Valleron 1990) an Oberflächenproben aus dem Europäischen Nordmeer.
- Tab. 7:** Zusammenstellung geochemischer und mikroskopische Daten, gemessen an Gesteinsproben potentieller Liefergebiete für TOC-führenden IRD.
- Tab. 8:** Einteilung organischer Faziestypen nach Jones (1987).
- Tab. 9:** Organisch-geochemische und -petrologische Charakteristika organischer Fazies-Typen im Europäischen Nordmeer.

Phototafeln:

- Phototafel I:** Kohlepetrologische Zusammensetzung von unterjurassischen Kohlen und Schwarzschiefern der Råmsa-"Formation" von Andøya.
- Phototafel II:** Kohlepetrologische Zusammensetzung unterkretazischer Ton/Siltsteine von der südlichen Spitzbergen-Bank (Leirdjupet, Station 23429-4).

Appendix (Datenanhang):

Datenanhang I:

- Kern 23071
- Kern 23065
- Kern 23352
- Kern 23342
- Kern 17728
- Kern 21911
- Kern 21906

Datenanhang II:

Altersfixpunkte der untersuchten Kerne

Datenanhang III:

Ergebnisse kohlepetrologischer Untersuchungen

Datenanhang IV:

Verteilung der organischen und lithologischen Fazies

Datenanhang V:

Frühdiagenetischer Abbau von marinem organischen Material

Datenanhang VI:

Korrelation mikroskopischer Auszählverfahren und Berechnung des Quotienten
Vol.%/TOC

Datenanhang VII:

Kalkulation der TOC-Fraktionsanteile

Datenanhang I : Kern 23071

Teufe orig. (cm)	Alter (ka)	LSR (cm/ky)	AR bulk (g/cm2*ky)	TOC bulk (Gew.%)	AR TOC (g/cm2*ky)	<63 µm (%)	HI (mgKW/gTOC)	Tmax (°C)	S2 (mgKW/gSed)	Ntot (Gew.%)	Corg/ Ntot	δ13C TOC (‰ vs. PDB)
GKG												
0,5	5,20	9,80	5,58	0,85	0,048							
2	5,35	9,80	5,58	0,90	0,050		208	327	1,88	0,17	5,2	-22,20
4,5	5,61	9,80	5,78	0,72	0,042							
7	5,86	9,80	6,66	0,69	0,046		271	334	1,87	0,15	4,6	-21,65
12	6,37	9,80	6,27	0,56	0,035		225	315	1,26	0,12	4,7	-22,09
14,5	6,63	9,80	6,76	0,52	0,035							
17	6,88	10,22	6,64	0,51	0,034		271	266	1,38	0,11	4,7	-22,81
19,5	7,12	10,22	6,03	0,66	0,040					0,15	4,5	-22,81
22	7,36	10,22	5,01	0,75	0,038		216	261	1,62	0,15	4,9	-22,91
22,5	7,41	10,22	5,01	0,75	0,038							
25	7,66	10,22	5,11	0,76	0,039		196	279	1,49	0,14	5,6	-22,97
27,5	7,90	10,22	5,32	0,84	0,045		155	311	1,30	0,15	5,7	-23,00
30	8,15	10,22	5,11	0,81	0,041		167	306	1,35	0,15	5,6	-23,08
38	8,93	10,22	5,21	0,80	0,042		200	325	1,60	0,15	5,4	-23,37
KAL												
55	9,62	10,22	7,67	0,42	0,032	84,30	119	328	0,50	0,07	6,0	-23,84
63	10,40	10,22	9,20	0,35	0,032	77,10						-23,52
70	11,08	10,22	6,54	0,45	0,029	93,40	91	330	0,41	0,08	5,6	-23,40
80	12,06	10,22	8,18	0,38	0,031	91,10	79	376	0,30			-23,98
89	13,15	6,67	6,67	0,67	0,045	82,30	55	443	0,37	0,06	11,2	-24,68
94	13,82	9,24	8,50	0,26	0,022	89,30	62	367	0,16	0,05	5,2	-24,78
101	14,57	9,24	8,50	0,56	0,048	78,30	46	436	0,26	0,07	8,0	-24,47
106	15,03	10,80	10,47	0,22	0,023	82,20	64	349	0,14			-24,65
113	15,60	10,80	10,26	0,28	0,029	82,00	57	365	0,16			
121	16,26	10,80	9,50	0,37	0,035	90,60	57	361	0,21			-24,45
130	16,99	13,33	11,73	0,30	0,035	88,40	70	365	0,21	0,07	4,3	-25,02
140	17,76	13,07	12,16	0,25	0,030	83,50						-24,16
151	18,55	37,04	34,81	0,30	0,104	89,50	67	416	0,20	0,07	4,3	-24,75
160	18,79	37,04	34,44	0,28	0,096	88,00	64	303	0,18			
170	20,11	7,58	7,20	0,26	0,019	87,40						
180	21,43	7,58	7,12	0,39	0,028	78,89	54	358	0,21			
184	21,66	17,39	16,35	0,33	0,054	79,77	61	371	0,20			
193	22,18	17,39	16,70	0,25	0,042	81,80						
210	23,16	17,39	17,57	0,23	0,040	65,64	65	332	0,15			
221	23,80	14,69	15,57	0,28	0,044	77,99						
230	24,41	14,69	15,27	0,30	0,046	86,44	70	328	0,21			
240	25,09	14,69	14,98	0,29	0,043	83,25						
467	53,07	1,37	4,20	1,15	0,066	80,29						
476	55,21	1,31	4,20	1,18	0,065	82,62						
480	57,70	1,89	1,33	0,34	0,009	89,80						
490	65,22	1,62	1,33	0,24	0,005	86,94						
499	67,51	1,03	3,93	0,20	0,008	86,90						
510	70,30	0,98	3,93	0,20	0,008	85,32						
520	72,85	0,94	3,93	0,21	0,008	88,39	62	311	0,13	0,03	7,0	
530	75,39	0,92	3,93	0,19	0,007	80,67						
536	76,91	0,88	3,93	0,21	0,007	76,67						
544	78,95	0,87	3,93	0,23	0,008	78,91	61	316	0,14	0,04	5,8	
558	92,15	0,93	2,46	0,23	0,005	83,63						
567	95,81	1,00	2,46	0,19	0,005	82,02	74	315	0,14	0,04	4,8	
575	99,07	0,90	2,46	0,14	0,003	83,82						
584	102,73	0,82	2,46	0,25	0,005	87,25	68	323	0,17	0,03	8,3	
596	106,33	0,81	3,59	0,23	0,007	83,58				0,06	3,8	
604	108,56	0,82	3,59	0,25	0,007	89,07	60	314	0,15	0,04	6,3	-23,46
610	110,23	0,85	3,59	0,23	0,007	86,74						
620	113,23	0,85	3,28	0,21	0,006	84,98	86	328	0,18	0,05	4,2	-24,36

Korrekturwert: Originalteufe - 10 cm = Korrigierte Teufe

Datenanhang I : Kern 23071

Teufe orig.	Alter	LSR	AR bulk	TOC bulk	AR TOC	<63 µm	HI	Tmax	S2	Ntot	Corg/ Ntot	δ13C TOC
(cm)	(ka)	(cm/ky)	(g/cm2*ky)	(Gew.%)	(g/cm2*ky)	(%)	(mgKW/gTOC)	(°C)	(mgKW/gSed)	(Gew.%)		(‰ vs. PDB)
634	117,50	0,80	3,28	0,28	0,007	92,48	86	329	0,24	0,05	5,6	-23,85
644	120,55	0,81	3,28	0,52	0,014	96,60	96	357	0,50	0,08	6,5	-24,48
654	122,90	0,84	7,62	0,54	0,035	94,60	104	363	0,56	0,08	6,8	-24,01
660	123,69	1,05	7,62	0,24	0,019	68,77	67	353	0,16			-24,63
670	125,00	1,28	7,62	0,29	0,028	70,04						
680	127,53	1,27	3,96	0,30	0,015	73,69	53	402	0,16	0,03	10,0	-25,06
690	130,05	1,15	3,96	0,21	0,010	83,60	57	416	0,12	0,03	7,0	-26,39
694	131,06	1,10	3,96	0,40	0,017	83,43	45	425	0,18	0,04	10,0	-25,12
701	132,83	1,18	3,96	0,24	0,011	81,27	50	416	0,12	0,03	8,0	-25,81
710	135,10	1,09	3,96	0,23	0,010	79,84	52	417	0,12	0,02	11,5	-26,03
722	138,15	1,30	3,94	0,55	0,028	87,49	49	423	0,27	0,05	11,0	-26,15
730	140,18	1,08	3,94	0,35	0,015	93,07	49	415	0,17	0,05	7,0	-25,54
738	142,21	1,30	3,94	0,85	0,044	79,72	38	428	0,32	0,05	17,0	-24,09
743	143,48	1,47	3,94	0,93	0,054	74,54	45	424	0,42	0,05	18,6	-24,58
748	144,75	1,53	3,94	1,04	0,063	71,74	47	424	0,49	0,06	17,3	-24,66
756	146,78	1,51	3,94	0,87	0,052	73,57	41	425	0,36	0,05	17,4	-24,73
763	148,55	1,51	3,94	0,33	0,020	87,90	58	376	0,19	0,04	8,3	-24,69

Teufe orig.	Marin max.	Marin max.	TOC-Mar	TOC-Terr.	Marin min.	Marin min.	TOC-Mar	TOC-Terr.
(cm)	(Kom. %)	(Gew.%)	max. (Gew.%)	min. (Gew.%)	(Kom. %)	(Gew.%)	min. (Gew.%)	max. (Gew.%)
GKG								
0,5	52,0	52,0	0,44	0,41	4,4	4,4	0,04	0,82
7	46,7	46,5	0,32	0,37	2,8	2,7	0,02	0,67
17	36,3	36,1	0,18	0,33	2,0	1,9	0,01	0,50
25	31,1	30,9	0,23	0,53	2,0	1,9	0,01	0,75
38	32,0	32,0	0,26	0,54	2,8	2,8	0,02	0,78
KAL								
55	37,8	31,9	0,13	0,29	1,9	1,6	0,01	0,41
70	34,1	31,8	0,14	0,31	3,6	3,4	0,02	0,43
89	28,8	23,7	0,16	0,51	1,2	1,0	0,01	0,66
101	32,7	25,6	0,14	0,42	1,5	1,2	0,01	0,55
121	33,5	30,4	0,11	0,26	2,2	2,0	0,01	0,36
151	35,8	32,0	0,10	0,20	1,0	0,9	0,00	0,30
604	14,5	12,9	0,03	0,22	0,2	0,2	0,00	0,25
634	20,2	18,7	0,05	0,23	1,2	1,1	0,00	0,28
644	36,8	35,5	0,18	0,34	1,4	1,4	0,01	0,51
654	43,3	41,0	0,22	0,32	2,2	2,1	0,01	0,53
690	36,5	30,5	0,06	0,15	1,0	0,8	0,00	0,21
694	29,5	24,6	0,10	0,30	1,2	1,0	0,00	0,40
710	30,4	24,3	0,06	0,17	1,4	1,1	0,00	0,23
738	32,4	25,8	0,22	0,63	0,2	0,2	0,00	0,85
748	29,5	21,2	0,22	0,82	0,6	0,4	0,00	1,04
763	27,9	24,5	0,08	0,25	1,2	1,1	0,00	0,33

Teufe orig. (cm)	Huminit/ Vitrinit (Korn. %)	Humodetr. (Korn. %)	Inertinit (Korn. %)	Inertodetr. (Korn. %)	Kohle (Korn. %)	TOC- Klast (Korn. %)	Sporinit (Korn. %)	Liptodetr. terrigen (Korn. %)	Aligininit (Korn. %)	Liptodetr. marin (Korn. %)	Kreide >500µ (Partikel)	gr. Sd./Slst. >500µ	Kohle >500µ
GKG													
0,5	5,2	19,6	1,6	19,6	0,0	0,0	1,6	0,4	4,4	47,6			
7	4,7	17,0	2,8	28,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	43,9			
17	4,3	26,8	3,9	28,7	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	34,3			
25	7,2	22,7	7,2	29,8	0,0	0,0	0,8	1,2	2,0	29,1			
38	7,6	29,2	4,8	26,0	0,0	0,0	0,4	0,0	2,8	29,2			
KAL													
55	9,8	39,0	1,9	10,9	0,0	0,0	0,3	0,3	1,9	35,9	1		
63											1		
70	9,1	44,8	1,6	8,7	0,0	0,0	0,0	1,6	3,6	30,6			
80											1		
89	13,6	45,4	1,4	8,0	0,0	0,0	0,8	2,0	1,2	27,6		a	
94											3	r	
101	17,7	38,8	0,8	5,0	0,0	0,0	2,7	2,3	1,5	31,2	1	a	c
113											1		
121	8,9	42,7	2,0	10,3	0,0	0,0	2,0	0,6	2,2	31,3	1		
130											1		
140											1		
151	8,8	37,6	3,2	12,4	0,0	0,0	1,0	1,2	1,0	34,8	3		
160											5		
170											3		
180											3		
210											2		
221												r	
240											1		
490											1	c	
544												c	
558												c	r
604	3,0	17,7	4,0	59,8	0,0	0,0	0,0	1,0	0,2	14,3			
634	2,2	15,9	2,4	58,3	0,0	0,0	0,6	0,4	1,2	19,0			
644	1,8	15,5	3,2	42,3	0,2	0,0	0,2	0,0	1,4	35,4			
654	2,4	11,3	2,0	39,6	0,2	0,0	0,0	1,2	2,2	41,1			
690	3,0	34,3	1,4	22,6	0,2	0,0	0,4	1,6	1,0	35,5			
694	11,6	42,7	2,6	10,0	0,4	0,0	0,2	3,0	1,2	28,3	2	a	
701											1		
710	4,4	34,8	3,8	24,2	0,2	0,2	0,6	1,4	1,4	29,0	6		
722											2	a	
730											3		
738	8,2	36,9	3,4	14,5	1,0	0,0	0,6	3,0	0,2	32,2	2		c
743											1		c
748	10,5	51,5	1,0	5,9	0,8	0,0	0,6	0,2	0,6	28,9	2		c
756													c
763	4,2	27,6	1,8	35,9	0,0	0,4	0,0	2,2	1,2	26,7	5		c
											r =	selten	
											c =	vorkommend	
											a =	häufig	

Datenanhang I : Kern 23065

Teufe orig.	Alter	LSR	AR bulk	TOC bulk	AR TOC	<63 µm	HI	Tmax	S2	Ntot	Corg/ Ntot	δ13C TOC
(cm)	(ka)	(cm/ky)	(g/cm2*ky)	(Gew.%)	(g/cm2*ky)	(%)	(mgKW/gTOC)	(°C)	(mgKW/gSed)	(Gew.%)		(‰ vs. PDB)
GKG												
0,5	2,55	1,57	1,10	0,54	0,0059		143	377	0,77	0,09	6,16	-22,24
2	3,51	1,57	1,05	0,53	0,0056		92	367	0,49	0,10	5,33	-22,27
7	6,69	1,57	1,15	0,33	0,0038		120	428	0,40	0,07	4,99	-22,37
9,5	8,28	1,57	1,15	0,28	0,0032		62	337	0,17	0,06	4,58	-22,59
14,5	9,28	6,67	4,47	0,27	0,0121							
17	9,65	6,67	5,07	0,20	0,0102			304	0,15	0,04	5,06	-23,21
19,5	10,03	6,67	5,80	0,27	0,0154		53	311	0,14	0,06	4,61	-22,87
22	11,50	1,43	1,43	0,27	0,0038		49	311	0,13	0,05	5,08	-23,29
24,5	13,25	1,43	1,13	0,25	0,0028		53	310	0,13	0,07	3,38	-23,43
27	14,25	3,08	2,80	0,36	0,0101		39	311	0,14	0,07	5,49	-24,62
29,5	15,10	2,53	2,55	0,28	0,0071							
32,5	16,28	2,53	2,27	0,23	0,0053		74	290	0,17	0,03	6,73	-23,72
39,5	19,05	2,53	2,12	0,28	0,0060		53	296	0,15	0,06	4,74	-23,04
KAL												
22	6,05	1,57	1,10	0,24	0,0026	61,91						
49	16,48	2,53	2,25	0,18	0,0040	92,30				0,04	4,50	-23,82
59	20,44	2,53	2,43	0,22	0,0053	78,11	68	324	0,15	0,05	4,40	-24,26
69	24,35	2,89	2,78	0,20	0,0056	88,18	70	315	0,14	0,05	4,00	
150	52,64	3,20	4,13	0,35	0,014	80,78						
157	54,82	3,20	3,17	0,41	0,013	82,89	56	353	0,23	0,06	6,8	-23,66
162	65,22	0,31	0,30	0,22	0,001	83,38						
180	74,37	1,97	1,95	0,18	0,004	77,02						
190	79,46	1,97	1,73	0,21	0,004	71,20	86	321	0,18	0,03	7,0	-23,82
200	103,55	0,38	0,43	0,18	0,001	76,69	44	315	0,08	0,04	4,6	-23,31
209	106,81	2,76	2,32	0,24	0,006	70,35	58	306	0,14	0,06	4,0	-23,35
218	110,07	2,76	2,73	0,18	0,005	57,77						
229	117,74	1,29	0,98	0,21	0,002	70,42						
236	122,67	3,43		0,12	0,000	99,58						
241	124,13	3,43	2,19	0,37	0,008	80,53	27	311	0,10	0,02	18,5	-25,54
248	126,69	2,37	1,37	0,22	0,003	76,65	91	313	0,20	0,04	5,5	-23,98
256	130,07	2,37	2,56	0,11	0,003	78,34						
263	133,03	2,37	2,60	0,24	0,006	85,74						
268	135,14	2,37	2,60	0,12	0,003	82,35	111	451	0,13			
273	137,25	2,37	2,53	0,38	0,010	88,55	50	431	0,19	0,06	6,3	-25,01
276	138,52	2,37	3,20	0,13	0,004	91,53				0,05	2,6	
281	140,63	2,37	3,20	0,31	0,010	70,93	94	469	0,29			
287	143,16	2,37	2,91	0,53	0,015	67,59	102	472	0,54	0,05	10,6	-23,81
292	145,27	2,37	3,17	0,49	0,016	72,82	94	465	0,46			-24,60
299	148,23	2,37	2,39	0,28	0,007	83,71	114	297	0,32			
311	153,30	2,37	3,08	0,82	0,025	84,15	48	429	0,39	0,08	10,3	-24,36
315	154,99	2,37	3,08	0,90	0,028	84,77	48	427	0,43	0,08	11,3	-24,64
320	157,10	2,37	2,46	0,27	0,007	83,35	93	307	0,25			
325	159,56	2,03	2,46	0,62	0,015	80,87	34	427	0,21	0,07	8,9	-24,76
332	163,00	2,03	2,13	0,27	0,006	80,51	100	328	0,27			
342	167,93	2,03	2,48	0,38	0,009	70,86	79	451	0,30			-23,76
347	170,39	2,03	2,48	0,42	0,010	67,37	79	448	0,33			-24,07
349	171,37	2,03	2,48	0,20	0,005	74,59	100	327	0,20			
353	172,42	3,83	4,21	0,16	0,007	79,30						
363	175,03	3,83	4,44	0,34	0,015	82,23	97	433	0,33			
370	176,86	3,83	3,79	0,20	0,008	84,02						
373	177,64	3,83	4,02	0,52	0,021	81,44	52	428	0,27			
381	179,73	3,83	4,02	0,18	0,007	88,40						
390	180,33	15,02	14,27	0,26	0,037	89,00	62	360	0,16			

Datenanhang I : Kern 23065

Teufe orig. (cm)	Huminit/ Vitrinit (Korn. %)	Humodetr. (Korn. %)	Inertinit (Korn. %)	Inertodetr. (Korn. %)	Kohle (Korn. %)	TOC- Klast (Korn. %)	Sporinit (Korn. %)	Liptodetr. terrigen (Korn. %)	Aligin (Korn. %)	Liptodetr. marin (Korn. %)	Kreide >500µ (Partikel)	gr. Sd./Stst. >500µ	Kohle >500µ
0,5	1,2	14,8	2,0	36,0	0,0	0,0	0,4	0,4	7,6	37,6			
7	3,4	22,5	4,4	43,2	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	25,5			
19,5	7,5	40,7	1,6	27,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	22,7			
39,5	7,0	36,0	3,0	27,0	0,0	0,0	0,5	0,5	1,0	25,0			
150													a
157	10,6	47,1	1,8	9,2	0,0	0,0	0,6	1,4	0,2	29,1			
190	2,6	24,3	2,0	44,7	0,0	0,0	0,0	0,7	0,7	25,0			
209	5,0	34,9	2,8	52,4	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	4,6			
248	3,5	15,1	5,0	68,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	7,8			
263	12,4	50,6	1,4	9,8	0,2	0,6	0,2	1,2	1,0	22,7	1		
268											7		
273	11,7	48,8	1,4	2,6	0,0	0,4	0,6	4,4	0,4	29,8			
281													c
287	14,0	46,7	1,0	4,3	0,4	0,0	0,4	2,8	0,2	30,2			c
292													c
299											4		
311													r
315	7,5	53,2	1,0	3,4	0,6	0,4	1,8	3,8	0,8	27,6			
342													a
347													r
349													r
353											4		
370											1		
373											4		
395											3		
463											1		
											r=	selten	
											c=	vorkommend	
											a=	häufig	

Teufe orig. (cm)	Marin max. (Korn. %)	Marin max. (Gew.%)	TOC-Marin max. (Gew.%)	TOC-Terr. min. (Gew.%)	Marin min. (Korn. %)	Marin min. (Gew.%)	TOC-Marin min. (Gew.%)	TOC-Terr. max. (Gew.%)
GKG								
0,5	45,2	45,2	0,24	0,29	7,6	7,6	0,04	0,50
7	25,5	25,4	0,08	0,25	0,0	0,0	0,00	0,33
19,5	23,1	23,0	0,06	0,20	0,4	0,3	0,00	0,26
39,5	26,0	26,0	0,07	0,21	1,0	1,0	0,00	0,28
KAL								
157	29,3	24,3	0,10	0,31	0,2	0,2	0,00	0,41
190	25,7	18,3	0,04	0,17	0,0	0,0	0,00	0,21
209	4,6	3,2	0,01	0,23	0,0	0,0	0,00	0,24
248	7,8	6,0	0,01	0,21	0,0	0,0	0,00	0,22
263	23,7	20,3	0,05	0,19	1,0	0,9	0,00	0,24
273	30,2	26,7	0,10	0,28	0,4	0,4	0,00	0,38
287	30,4	20,5	0,11	0,42	0,2	0,1	0,00	0,53
315	28,4	24,1	0,22	0,68	0,8	0,7	0,01	0,89

Datenanhang I : Kern 23352

Teufe orig.	Alter	LSR	AR bulk	TOC bulk	AR TOC	<63 µm	HI	Tmax	S2	Ntot	Corg/ Ntot	δ13C TOC
(cm)	(ka)	(cm/ky)	(g/cm2*ky)	(Gew.%)	(g/cm2*ky)	(%)	(mgKW/gTOC)	(°C)	(mgKW/gSed)	(Gew.%)		(‰ vs. PDB)
GKG												
0	2,5	6,00	4,20	0,64	0,027	79,18	139	384	0,89	0,08	7,5	-22,86
3	3,0	6,00	4,20	0,51	0,022	78,38	113	325	0,58	0,08	6,1	-22,47
6	3,5	6,00	3,96	0,53	0,021	78,42	91	319	0,48	0,08	6,4	-22,75
9	4,0	6,00	4,08	0,42	0,017	78,28	84	310	0,35	0,08	5,1	-23,12
12	4,5	6,00	4,08	0,37	0,015	75,70	88	322	0,33	0,06	6,2	-23,02
15	5,0	6,00	3,84	0,30	0,012		93	307	0,28	0,10	3,1	-22,95
18	5,5	6,00	3,84	0,27	0,010	67,35	113	310	0,30			-23,58
21	6,0	6,00	3,84	0,27	0,010	71,62	98	318	0,26	0,05	5,5	-23,63
24	8,4	1,25	0,78	0,31	0,002	78,21	89	309	0,27	0,07	4,3	-23,68
27	9,0	5,29	3,71	0,32	0,012	85,16						-23,97
30	9,5	5,29	4,24	0,33	0,014	90,21	70	294	0,23			-23,67
33	10,1	2,71	2,63	0,22	0,006	89,44				0,05	4,0	-23,93
34	10,5	2,71	2,57	0,24	0,006	82,21						
KAL												
40	12,7	2,71	2,44	0,25	0,006	83,36				0,09	2,8	
46	14,9	3,19	2,65	0,26	0,007	83,39						
50	16,2	3,19	2,49	0,31	0,008	86,81	58	320	0,18	0,05	6,2	-23,46
55	17,7	3,19	2,58	0,22	0,006	87,98						
60	19,3	3,19	2,65	0,17	0,004	90,16	88	326	0,15	0,05	3,4	-23,58
65	20,9	3,19	2,80	0,15	0,004	89,25						
70	22,4	3,19	2,96	0,14	0,004	90,23	71	311	0,10	0,05	2,8	
75	24,0	6,67	6,33	0,16	0,010	85,16						
80	24,8	6,67	6,40	0,16	0,010	83,75						
145	55,45	2,05	1,80	0,31	0,006	83,17						
150	57,89	2,05	1,91	0,21	0,004	81,31						
155	60,34	2,05	1,99	0,16	0,003	85,23						
160	62,78	2,05	2,05	0,15	0,003	85,00						
165	65,22	1,73	1,63	0,19	0,003	80,91						
170	68,11	1,73	1,51	0,19	0,003	83,21						
175	71,00	1,82	1,71	0,24	0,004	84,26	58	296	0,14			
180	73,75	1,82	1,84	0,27	0,005	86,66	52	305	0,14			
185	76,50	1,82	1,60	0,24	0,004	85,69	42	306	0,10	0,06	4,0	-23,05
190	79,25	0,32	0,24	0,20	0,000	92,96						
195	95,02	0,32	0,26	0,26	0,001	78,06						
200	110,79	2,59	2,18	0,26	0,006	79,74						
205	112,72	2,59	2,12	0,28	0,006	84,71	46	300	0,13	0,05	5,6	-23,05
210	114,65	2,59	2,05	0,25	0,005	82,08	52	296	0,13	0,06	4,2	-23,15
220	118,51	2,59	2,05	0,20	0,004	74,63	65	300	0,13	0,05	4,0	-22,66
225	120,44	2,59	1,81	0,16	0,003	56,31						
230	122,38	1,78	1,07	0,17	0,002	63,15	65	296	0,11	0,04	4,3	-23,55
235	125,19	1,78	1,32	0,16	0,002	81,79						
240	128,00	1,41	1,24	0,21	0,003	82,01	39	315	0,08	0,05	3,4	-23,74
245	131,55	1,41	1,24	0,19	0,002	78,37						
250	135,10	3,37	2,93	0,16	0,005	87,96						
255	136,58	3,37	2,76	0,19	0,005	84,17						
260	138,07	3,37	2,59	0,20	0,005	87,03						
265	139,55	3,37	2,97	0,21	0,006	80,52	43	325	0,09	0,05	4,2	-23,38
271	141,33	1,20	1,22	0,16	0,002	73,29						
275	144,65	1,20	1,13	0,15	0,002	83,75						
280	148,80	1,20	1,01	0,14	0,001	86,26						
285	152,95	1,20	1,06	0,14	0,001	86,63	50	309	0,07	0,05	2,8	-23,82
290	157,10	1,21	1,10	0,15	0,002	86,11						
295	161,23	1,21	1,05	0,17	0,002	77,57						
300	165,36	1,21	1,00	0,15	0,002	83,27						
305	169,49	1,21	1,09	0,16	0,002	84,67						
310	173,61	1,21	1,16	0,15	0,002	84,61						
315	177,74	1,21	1,10	0,21	0,002	84,58	38	359	0,08	0,05	4,2	-23,76

Datenanhang I : Kern 23352

Teufe orig. (cm)	Huminit/ Vitrinit (Korn. %)	Humodetr. (Korn. %)	Inertinit (Korn. %)	Inertodetr. (Korn. %)	Kohle (Korn. %)	TOC- Klast (Korn. %)	Sporinit (Korn. %)	Liptodetr. terrigen (Korn. %)	Aliginit (Korn. %)	Liptodetr. marin (Korn. %)	Kreide >500µ (Partikel)	gr. Sd./Slst. >500µ	Kohle >500µ
GKG													
0	0,7	14,4	2,3	40,6	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	37,5			
12	0,4	11,2	3,2	42,0	0,0	0,4	0,0	0,0	4,4	38,4			
21	1,2	12,4	3,2	53,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	29,2			
33	9,2	22,0	8,4	38,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,4			
34												r	
46												r	r
50	8,2	37,7	7,4	32,1	0,0	0,3	1,5	0,3	0,0	12,5			
70	7,6	28,8	5,2	40,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,4	17,6			
145											3	r	
165												r	
175												c	
200												c	
205	4,6	25,8	5,2	52,6	0,0	0,2	0,0	2,8	0,0	8,8			
230												r	
240	6,5	27,1	6,5	49,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,1	9,9			
250												r	
260	4,4	22,8	5,8	54,8	0,0	0,2	0,6	1,8	0,0	9,6			
265													
271											2		
290	2,4	22,8	5,6	60,8	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	7,6			
300												r	
310												c	
320												r	
											r =	selten	
											c =	vorkommend	
											a =	häufig	

Teufe orig. (cm)	Marin max. (Korn. %)	Marin max. (Gew. %)	TOC-Mar max. (Gew. %)	TOC-Terr. min. (Gew. %)	Marin min. (Korn. %)	Marin min. (Gew. %)	TOC-Mar min. (Gew. %)	TOC-Terr. max. (Gew. %)
GKG								
0	41,7	41,7	0,27	0,37	4,2	4,2	0,03	0,61
12	42,8	42,8	0,16	0,21	4,4	4,4	0,02	0,36
21	30,0	30,0	0,08	0,19	0,8	0,8	0,00	0,26
33	22,4	22,4	0,05	0,17	0,0	0,0	0,00	0,22
KAL								
50	12,5	10,9	0,03	0,28	0,0	0,0	0,00	0,31
70	18,0	16,2	0,02	0,12	0,4	0,4	0,00	0,14
205	8,8	7,5	0,02	0,26	0,0	0,0	0,00	0,28
240	10,0	8,2	0,02	0,19	0,1	0,1	0,00	0,21
260	9,6	8,4	0,02	0,18	0,0	0,0	0,00	0,20
290	7,6	6,5	0,01	0,14	0,0	0,0	0,00	0,15

Datenanhang I : Kern 23342

Teufe orig. (cm)	Alter (ka)	LSR (cm/ky)	AR bulk (g/cm2*ky)	TOC bulk (Gew.%)	AR TOC (g/cm2*ky)	<63 µm (%)	HI (mgKW/gTOC)	Tmax (°C)	S2 (mgKW/gSed)	Ntot (Gew.%)	Corg/ Ntot	δ13C TOC (‰ vs. PDB)
GKG												
0	2,50	4,29	3,429	0,64	0,022	78,89	127	313	0,81	0,12	5,4	
3	3,20	4,29	3,429	0,80	0,027	88,14	93	315	0,74	0,12	6,9	
6	3,90	4,29	3,343	0,69	0,023	88,33						
9	4,60	4,29	3,429	0,52	0,018	89,00	104	302	0,54			
12	5,30	4,29	3,257	0,55	0,018	86,34	85	306	0,47	0,09	6,4	
15	6,00	4,29	3,043	0,46	0,014	71,92						
18	8,60	1,15	0,877	0,49	0,004	89,22	100	295	0,49	0,08	5,9	
21	10,10	2,00	1,600	0,35	0,006	86,33						
24	10,65	5,43	5,157	0,41	0,021	92,26	107	336	0,44	0,07	6,2	
27	11,21	5,43	5,049	0,40	0,020	91,26						
30	11,76	5,43	4,940	0,31	0,015	93,47	106	335	0,33	0,06	5,5	
KAL												
40	13,60	5,43	4,831	0,38	0,018	93,20	84	341	0,32	0,05	7,7	
45	14,25	7,69	6,923	0,34	0,024	86,83	50	357	0,17	0,05	7,3	
50	14,90	7,69	7,000	0,28	0,020	83,52	96	353	0,27			
55	15,73	6,04	5,802	0,39	0,023	87,62	41	319	0,16			
63	17,05	6,04	6,648	0,44	0,029	91,30	70	387	0,31	0,05	9,1	
70	18,21	6,04	6,044	0,38	0,023	92,23	63	352	0,24	0,04	9,0	
75	19,04	6,04	5,984	0,56	0,034	95,64	46	318	0,26	0,04	13,0	
80	19,86	6,04	6,648	0,32	0,021	94,39	47	328	0,15			
85	20,69	6,04	6,165	0,22	0,014	95,03	0			0,04	5,3	
90	21,52	6,04	6,527	0,26	0,017	91,95	46	326	0,12			
95	22,35	6,04	6,890	0,29	0,020	90,84	97	319	0,28	0,04	7,5	
100	23,17	6,04	6,648	0,41	0,027	91,32				0,04	10,2	
105	24,00	6,04	6,648	0,33	0,022	90,85						
180	55,45	1,30	1,260	0,35	0,004	89,51						
185	59,00	1,41	1,380	0,33	0,005	93,49						
190	60,24	4,02	4,019	0,28	0,011	92,80						
195	61,49	4,02	4,421	0,38	0,017	80,47	53	317	0,20	0,04	9,2	
200	62,73	4,02	4,100	0,34	0,014	89,37						
205	63,98	4,02	4,220	0,27	0,012	89,18						
210	65,22	4,02	4,341	0,24	0,010	88,40						
215	68,56	1,50	1,572	0,32	0,005	86,87	69	313	0,22	0,05	6,8	
220	71,90	1,50	1,542	0,25	0,004	83,76						
231	79,25	1,50	1,482	0,33	0,005	86,66	58	368	0,19	0,06	6,0	
238	84,37	1,37	1,560	0,31	0,005	87,76	68	345	0,21	0,05	5,7	
245	89,48	1,37	1,368	0,43	0,006	85,02	47	442	0,20	0,06	6,8	
250	93,14	1,37	1,409	0,40	0,006	83,91	45	372	0,18	0,05	7,6	
255	96,79	1,37	1,464	0,30	0,004	91,35	70	306	0,21	0,04	6,8	
260	100,45	1,37	1,368	0,44	0,006	89,44	55	308	0,24	0,06	7,3	
265	104,10	1,37	1,286	0,39	0,005	93,49	51	321	0,20			
270	107,76	1,37	1,286	0,39	0,005	90,79	62	306	0,24			
275	111,41	1,37	1,300	0,34	0,004	87,61						
280	115,07	1,37	1,300	0,41	0,005	83,73	54	321	0,22	0,06	7,2	
285	118,72	1,37	1,313	0,27	0,004	78,20	74	336	0,20	0,06	4,7	
290	122,38	1,37	1,190	0,30	0,004	90,01						
295	122,90	9,52	6,667	0,35	0,024	94,46	86	306	0,30			
300	123,43	9,52	8,095	0,27	0,022	80,00	81	336	0,22			
305	123,95	9,52	9,714	0,44	0,042	95,03	39	329	0,17			
310	124,48	9,52	9,333	0,27	0,025	80,18	67	315	0,18			
317	125,74	2,62	3,436	0,41	0,014	93,85	39	338	0,16			
322	127,58	2,62	2,754	0,34	0,009	96,27	50	323	0,17	0,03	12,1	
330	130,52	2,62	2,597	0,31	0,008	79,66	65	316	0,20			
338	133,46	2,62	3,043	0,63	0,019	97,86	41	435	0,26			
345	136,04	2,62	2,754	0,23	0,006	87,51	74	378	0,17			
350	137,88	2,62	2,492	0,39	0,010	92,45	59	292	0,23	0,05	7,3	
355	139,72	2,62	2,544	0,45	0,011	93,26	33	317	0,15	0,05	8,8	
360	141,56	2,62	2,597	0,27	0,007	92,58	56	323	0,15			
369	144,87	2,62	3,882	0,26	0,010	69,64	58	434	0,15	0,03	7,9	
375	147,08	2,62	2,623	0,27	0,007	93,80	85	312	0,23			
380	148,92	2,62	2,308	0,27	0,006	89,97						
385	150,76	2,62	2,334	0,28	0,007	90,26	96	309	0,27	0,05	5,5	
390	152,60	2,62	2,387	0,21	0,005	89,27	43	386	0,09			

Teufe orig.	Alter	LSR	AR bulk	TOC bulk	AR TOC	<63 µm	HI	Tmax	S2	Ntot	Corg/ Ntot	δ13C TOC
(cm)	(ka)	(cm/ky)	(g/cm2*ky)	(Gew.%)	(g/cm2*ky)	(%)	(mgKW/gTOC)	(°C)	(mgKW/gSed)	(Gew.%)		(‰ vs. PDB)
395	154,44	2,62	2,387	0,21	0,005	91,70						
400	156,28	2,62	2,413	0,32	0,008	90,89	63	312	0,20	0,05	6,0	
405	158,12	2,62	2,413	0,29	0,007	91,11	59	317	0,17			
410	159,95	2,62	2,439	0,35	0,009	88,14	51	354	0,18	0,05	7,1	
415	161,79	2,62	2,544	0,66	0,017	94,20	42	331	0,28	0,06	11,9	
420	163,63	2,62	2,675	0,31	0,008	91,09						
428	166,58	2,62	2,885	0,32	0,009	80,44	66	345	0,21			
435	169,15	2,62	2,623	2,78	0,073	97,40						
440	170,99	2,62	2,649	0,30	0,008	96,65	80	331	0,24			
445	172,83	2,62	2,675	0,54	0,015	96,75	61	381	0,33	0,06	9,4	
450	174,67	2,62	2,570	0,37	0,009	97,59						
455	176,51	2,62	2,466	0,46	0,011	94,80	35	352	0,16	0,06	7,8	
460	178,35	2,62	2,597	0,31	0,008	93,62	68	320	0,21			
465	180,19	2,62	2,728	0,81	0,022	89,15	25	308	0,20	0,05	15,7	

Datenanhang I : Kern 23342

Teufe g. m)	Huminit/ Vitrinit (Kom. %)	Humodetr. (Kom. %)	Inertinit (Kom. %)	Inertodetr. (Kom. %)	Kohle (Kom. %)	TOC- Klast (Kom. %)	Sporinit (Kom. %)	Liptodetr. terrigen (Kom. %)	Aliginitt (Kom. %)	Liptodetr. marin (Kom. %)	Kreide >500µ (Partikel)	gr. Sd./Sltst. >500µ	Kohle >500µ
KG													
3	7,7	30,0	5,0	19,6	0,0	0,0	0,6	1,8	1,8	33,5			
8	6,7	26,1	6,9	37,2	0,2	0,0	0,0	1,0	0,7	21,1			
4	8,4	36,3	4,0	30,9	0,2	0,0	0,5	1,2	0,5	18,0			
KAL													
0	8,6	15,6	8,3	43,0	0,0	0,3	0,0	2,3	0,0	21,9			
0	5,5	25,1	4,0	33,8	0,0	0,0	0,5	0,7	1,2	29,1			
5												2	
3	16,2	32,4	4,0	20,0	0,0	0,6	2,8	3,0	0,6	20,4		3	
5	7,6	27,2	12,6	30,1	0,0	0,0	1,0	2,6	0,3	18,5	1		
5											1		
80													
85												1	
95												1	
45	13,1	43,7	2,0	17,3	0,0	0,0	0,2	2,2	0,0	21,5			
55												1	
60	11,5	38,2	4,2	28,2	0,0	0,2	0,2	0,7	0,2	16,5			
65												2	
70												2	
80												1	
95	7,2	21,9	5,7	32,7	0,0	0,0	0,5	2,5	0,7	28,7			
05	9,7	38,7	3,7	23,7	0,0	0,0	0,0	2,7	0,7	21,0		3	
38	14,0	40,5	2,5	8,1	0,0	0,0	3,4	5,2	0,2	26,0	2	3	
50												2	
85	8,3	38,1	5,2	27,8	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	20,2			
00												2	
10												2	
15	12,5	43,5	2,5	18,5	0,0	0,3	0,8	0,8	0,0	21,3			
28												2	
40												1	
65	10,5	50,0	0,0	19,3	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	19,3			
											r =	selten	
											c =	vorkommend	
											a =	häufig	

Teufe orig. (cm)	Marin max. (Kom. %)	Marin max. (Gew.%)	TOC-Marin max. (Gew.%)	TOC-Terr. min. (Gew.%)	Marin min. (Kom. %)	Marin min. (Gew.%)	TOC-Marin min. (Gew.%)	TOC-Terr. max. (Gew.%)
GKG								
3	35,3	31,1	0,25	0,55	1,8	1,6	0,01	0,79
18	21,8	19,4	0,09	0,39	0,7	0,6	0,00	0,48
24	18,5	17,1	0,07	0,34	0,5	0,5	0,00	0,41
KAL								
40	21,9	20,4	0,08	0,30	0,0	0,0	0,00	0,38
50	30,3	25,3	0,07	0,21	1,2	1,0	0,00	0,28
63	21,0	19,2	0,08	0,35	0,6	0,5	0,00	0,43
75	18,9	18,1	0,10	0,46	0,3	0,3	0,00	0,56
245	21,5	18,3	0,08	0,35	0,0	0,0	0,00	0,43
260	16,7	14,9	0,07	0,37	0,2	0,2	0,00	0,44
295	29,4	27,8	0,10	0,26	0,7	0,7	0,00	0,35
305	21,7	20,6	0,09	0,35	0,7	0,7	0,00	0,43
338	26,3	25,7	0,16	0,47	0,2	0,2	0,00	0,63
385	20,2	18,2	0,05	0,23	0,0	0,0	0,00	0,28
415	21,3	20,1	0,13	0,53	0,0	0,0	0,00	0,66
465	19,3	17,2	0,14	0,67	0,0	0,0	0,00	0,81

Datenanhang I : Kern 17728

Teufe orig.	Alter	LSR	AR bulk	TOC bulk	AR TOC	<63 µm	HI	Tmax	S2	Ntot	Corg/ Ntot	δ13C TOC
(cm)	(ka)	(cm/ky)	(g/cm2*ky)	(Gew.%)	(g/cm2*ky)	(%)	(mgKW/gTOC)	(°C)	(mgKW/gSed)	(Gew.%)		(‰ vs. PDB)
GKG												
0	2,50	0,83	0,60	0,55	0,003	33,39	155	405	0,85	0,11	5,2	
5	8,15	0,83	0,77	0,33	0,003	46,22	96	344	0,32	0,09	3,7	
10	13,80	2,59	2,80	0,29	0,008	69,58	66	315	0,19	0,07	4,2	
15	15,50	2,08	2,14	0,24	0,005	72,49	58	314	0,14	0,05	4,8	
20	17,20	2,08	1,98	0,41	0,008	76,12	44	372	0,18	0,10	4,0	
25	18,90	2,08	1,85	0,24	0,004	89,42	55	362	0,13	0,09	2,8	
30	20,60	1,86	1,80	0,20	0,004	87,86	71	437	0,14	0,07	2,7	
KAL												
100	65,22	1,67	1,75	0,13	0,002	88,12				0,02	6,3	
105	68,78	1,67	1,70	0,13	0,002	82,22				0,03	4,5	
110	72,34	1,11	1,11	0,19	0,002	72,92	52	313	0,10	0,04	4,8	
115	75,90	1,11	1,17	0,19	0,002	71,36				0,04	4,7	
120	79,46	0,50	0,55	0,25	0,001	75,27	47	431	0,12	0,05	5,1	
125	89,90	0,37	0,39	0,24	0,001	71,29				0,05	4,8	
130	100,35	0,77	0,79	0,24	0,002	70,75	45	345	0,11	0,05	3,7	
135	110,79	2,08	2,33	0,21	0,005	66,49	71	331	0,15	0,04	5,3	
140	116,40	2,08	2,52	0,18	0,004	81,63	45	424	0,08	0,05	3,5	
145	122,00	2,08	2,18	0,21	0,005	54,82				0,05	0,0	
150	123,00	2,08	1,85	0,24	0,004	73,46	46	304	0,11	0,04	6,0	
155	124,00	2,08	1,98	0,20	0,004	84,73	142	317	0,28	0,04	4,9	
160	125,00	0,83	0,85	0,21	0,002	70,97	52	290	0,11	0,04	4,6	
165	127,26	3,29	3,78	0,19	0,007	78,83	59	364	0,11	0,04	4,6	
170	129,52	3,29	4,21	0,25	0,011	69,3				0,04	6,3	
175	131,35	3,29	3,82	0,21	0,008	73,87				0,04	5,3	
180	133,17	3,29	3,39	0,24	0,008	76,77	29	390	0,07	0,05	4,9	
185	135,00	3,29	3,49	0,26	0,009	78,75	47	313	0,12	0,05	5,1	
190	141,33	1,38	1,52	0,34	0,005	64,55	44	466	0,15	0,03	6,2	
195	145,25	1,38	1,63	0,21	0,003	67,05				0,03	7,0	
200	149,17	1,38	1,74	0,26	0,004	63,33	180	465	0,46	0,10	2,6	-24,03
205	153,08	1,38	1,59	0,26	0,004	74,11	47	355	0,12	0,05	5,1	
210	157,00	1,38	1,44	0,20	0,003	79,84	20	365	0,04	0,04	3,7	
215	160,59	1,38	1,41	0,16	0,002	80,77			0,16	0,05	3,2	
220	164,19	1,38	1,38	0,21	0,003	73,09				0,05	4,2	
225	167,78	1,38	1,49	0,27	0,004	81,12	63	385	0,17	0,05	5,4	
230	171,37	2,31	2,68	0,19	0,005	81,19	73	312	0,14	0,05	3,9	
235	173,17	2,31	2,82	0,18	0,005	70,64				0,04	4,4	
240	174,98	2,31	2,93	0,43	0,013	81,68	135	471	0,58	0,06	7,1	-24,10
245	176,78	2,31	2,84	0,47	0,013	82,5	136	498	0,64	0,06	7,8	
250	178,58	2,31	2,73	0,42	0,011	81,96	139	483	0,58	0,06	7,0	-24,23
255	180,38	2,31	2,63	0,33	0,009	88,36			0,25	0,06	5,5	

Datenanhang I: Kern 17728

u ig- m)	Huminit/ Vitrinit (Korn. %)	Humodetr. (Korn. %)	Inertinit (Korn. %)	Inertodetr. (Korn. %)	Kohle (Korn. %)	TOC- Klast (Korn. %)	Sporinit (Korn. %)	Liptodetr. terrigen (Korn. %)	Aligin (Korn. %)	Liptodetr. marin (Korn. %)	Kreide >500µ (Partikel)	gr. Sd./Sltst. >500µ	Kohle >500µ
KG													
0	12,4	38,8	2,4	10,0	0,0	0,0	0,4	2,0	4,0	30,0			
5	12,0	40,8	4,4	18,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	23,6			
15	10,4	42,0	4,4	22,8	0,0	0,8	0,0	0,0	0,4	19,2			
20	14,9	53,9	1,1	6,8	0,0	0,0	0,7	1,5	1,1	20,0			
30	12,6	43,3	2,9	23,1	0,0	0,0	0,9	0,0	1,9	15,3			
AL													
20	12,3	52,8	2,4	4,8	0,0	0,6	0,2	2,4	0,2	24,4			
55	11,8	43,1	4,9	10,8	0,0	0,0	0,0	2,0	1,0	26,5		2	
85	8,8	61,8	2,9	4,9	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	20,6		2	
00	24,4	48,4	0,4	3,6	0,0	0,0	0,4	1,2	0,4	21,6			
15												2	
25	17,9	51,0	2,8	2,8	0,0	0,0	0,0	3,2	0,8	21,5			
40	20,3	36,7	1,7	6,5	0,2	0,0	3,0	6,2	0,5	24,8			
50	23,1	36,0	4,0	5,9	0,0	0,0	4,3	5,0	0,7	21,1			
55												2	
											r =	selten	
											c =	vorkommend	
											a =	häufig	

Teufe orig. (cm)	Marin max. (Korn. %)	Marin max. (Gew.%)	TOC-Mar max. (Gew.%)	TOC-Terr. min. (Gew.%)	Marin min. (Korn. %)	Marin min. (Gew.%)	TOC-Mar min. (Gew.%)	TOC-Terr. max. (Gew.%)
GKG								
0	34,0	34,0	0,19	0,36	4,0	4,0	0,02	0,53
5	24,4	24,4	0,08	0,25	0,8	0,8	0,00	0,33
15	19,6	19,6	0,05	0,19	0,4	0,4	0,00	0,24
20	21,0	21,0	0,09	0,32	1,1	1,1	0,00	0,40
30	17,2	17,2	0,03	0,16	1,9	1,9	0,00	0,19
KAL								
120	24,6	18,5	0,05	0,21	0,2	0,2	0,00	0,25
155	27,5	23,3	0,05	0,15	1,0	0,8	0,00	0,19
185	20,6	16,2	0,04	0,21	0,0	0,0	0,00	0,26
200	22,0	13,9	0,04	0,22	0,4	0,3	0,00	0,25
225	22,3	18,1	0,05	0,22	0,8	0,6	0,00	0,27
240	25,3	20,7	0,09	0,34	0,5	0,4	0,00	0,43
250	21,8	17,9	0,07	0,34	0,7	0,6	0,00	0,42

1980	27	4.6	10.1	10.1	10.1	10.1	10.1
1981	28	4.6	10.1	10.1	10.1	10.1	10.1

Datenanhang I : Kern 21911

Teufe	Alter	LSR	AR bulk	TOC bulk	AR TOC	<63 µm	HI	Tmax	S2	Ntot	Corg/ Ntot	δ13C TOC
orig.												
(cm)	(ka)	(cm/ky)	(g/cm2*ky)	(Gew.%)	(g/cm2*ky)	(%)	(mgKW/gTOC)	(°C)	(mgKW/gSed)	(Gew.%)		(‰ vs. PDB)
GKG												
5	4,72	2,25	1,91	0,54	0,010	56,51	89	384	0,48	0,09	6,3	
10	6,94	2,25	2,32	0,29	0,007	69,34	102	316	0,29	0,04	6,4	
15	9,16	2,25	2,36	0,22	0,005	71,31	95	326	0,21			
21	11,82	2,25	2,23	0,26	0,006	80,93	85	380	0,22	0,04	6,0	
25	13,60	2,25	2,05	0,18	0,004	86,85	61	327	0,11			
30	17,97	1,15	1,12	0,22	0,002	85,39	98	325	0,21	0,04	6,0	
35	22,33	1,15	1,17	0,19	0,002	82,72	75	360	0,14			
KAL												
79	60,50	1,33	1,40	0,32	0,005	80,00	37	441	0,12	0,05	6,4	
85	65,00	1,33	1,44	0,19	0,003							
90	68,75	1,33	1,43	0,24	0,003		54	364	0,13	0,04	6,3	
95	73,75	0,94	1,01	0,23	0,002							
99	79,25	0,94	1,01	0,29	0,003		51	392	0,15	0,04	6,7	
105	90,53	0,94	1,10	0,33	0,004	80,00				0,05	6,1	
110	103,55	0,94	1,06	0,29	0,003		31	388	0,09			
115	110,79	0,94	1,02	0,31	0,003		52	399	0,16	0,05	5,9	
120	114,65	0,94	0,83	0,30	0,003	80,00	43	364	0,13			
125	118,51	0,94	0,92	0,25	0,002		44	368	0,11	0,05	4,9	
130	122,38	0,94	0,85	0,23	0,002	80,00	35	362	0,08			
135	123,31	0,94	0,80	0,29	0,002		63	357	0,18	0,05	5,6	
140	124,25	0,94	0,82	0,22	0,002							
144	125,00	0,94	0,85	0,29	0,002							
148	125,75	0,13	0,13	0,22	0,000		145	455	0,32			
154	126,88	0,13	0,17	0,29	0,000		136	460	0,39	0,04	7,8	-23,73
160	128,00	0,13	0,15	0,27	0,000	80,00	104	461	0,28	0,03	8,0	-23,81
165	131,12	1,60	1,84	0,29	0,005		49	371	0,14	0,05	5,4	
170	134,24	1,60	1,81	0,27	0,005		73	314	0,20			
175	137,35	1,60	1,80	0,29	0,005		27	405	0,08	0,04	7,8	
180	140,47	1,60	1,70	0,26	0,004							
185	143,59	1,60	1,60	0,35	0,006		103	450	0,36	0,05	7,7	-24,47
190	146,71	1,60	1,92	0,28	0,005	62,41	90	450	0,25	0,03	9,6	-23,71
195	149,83	1,60	2,24	0,27	0,006	66,78	126	461	0,34	0,03	8,2	-24,10
200	152,95	1,60	1,92					370	0,09	0,05	0,0	
205	156,06	1,60	1,68	0,39	0,006		34	332	0,13	0,05	7,6	
210	159,18	1,60	1,72	0,32	0,005							
215	162,30	1,60	1,73	0,31	0,005		32	380	0,10			
220	165,42	1,60		0,29								
225	168,54	1,60		0,35		82,64	78	466	0,27	0,05	7,3	-24,22
240	177,89	1,60		0,57		92,38	72	462	0,41	0,06	9,2	-24,42
243	179,76	1,60		0,46			48	378	0,22	0,06		

Teufe	Marin max.	Marin max.	TOC-Marín	TOC-Terr.	Marin min.	Marin min.	TOC-Marín	TOC-Terr.
orig.			max.	min.			min.	max.
(cm)	(Korn. %)	(Gew.%)	(Gew.%)	(Gew.%)	(Korn. %)	(Gew.%)	(Gew.%)	(Gew.%)
GKG								
5	23,7	13,4	0,07	0,47	1,0	0,6	0,00	0,54
10	22,3	15,5	0,04	0,24	0,5	0,3	0,00	0,28
21	21,4	18,6	0,05	0,21	0,5	0,4	0,00	0,26
25	14,9	12,7	0,02	0,16	0,0	0,0	0,00	0,18
KAL								
79	23,8	19,0	0,06	0,26	0,0	0,0	0,00	0,32
105	18,5	14,8	0,05	0,28	0,5	0,4	0,00	0,33
120	16,8	13,4	0,04	0,26	0,0	0,0	0,00	0,30
130	15,6	12,5	0,03	0,20	0,0	0,0	0,00	0,23
160	25,9	20,7	0,06	0,21	0,0	0,0	0,00	0,27
190	13,9	8,7	0,02	0,25	0,2	0,2	0,00	0,28
195	18,7	12,5	0,03	0,24	0,0	0,0	0,00	0,27
225	18,6	15,4	0,05	0,29	0,5	0,4	0,00	0,35
240	20,3	18,7	0,11	0,46	0,5	0,5	0,00	0,57

Datenanhang I : Kern 21906

Teufe orig.	Alter	LSR	AR bulk	TOC bulk	AR TOC	<63 µm	HI	Tmax	S2	Ntot	Corg/ Ntot	δ13C TOC
(cm)	(ka)	(cm/ky)	(g/cm2*ky)	(Gew.%)	(g/cm2*ky)	(%)	(mgKW/gTOC)	(°C)	(mgKW/gSed)	(Gew.%)		(‰ vs. PDB)
GKG												
5	8,00	0,76	0,77	0,36	0,003		103	378	0,37	0,09	4,0	-23,44
10	9,92	3,80	4,56	0,26	0,012		65	363	0,17	0,10	2,7	-23,94
15	11,23	3,80	4,64	0,23	0,011		61	340	0,14	0,08	3,0	-23,84
20	12,55	3,80	4,56	0,26	0,012		150	446	0,39	0,07	3,9	-24,62
25	13,88	3,56	4,98	0,10	0,005					0,04	2,3	-24,33
30	15,29	3,56	3,02	0,20	0,006		70	334	0,14	0,07	2,7	-23,80
35	16,69	3,56	3,06	0,16	0,005		69	331	0,11	0,06	2,8	-24,08
KAL												
0	2,00	0,64	0,67	0,41	0,003	43,34	44	427	0,18	0,02	20,3	
5,5	8,60	3,70	3,96	0,33	0,013	53,05	89	383	0,29	0,14	2,3	-23,27
10,5	9,95	3,70	4,07	0,27	0,011	57,39	67	369	0,18	0,12	2,3	
15,5	11,30	3,70	4,11	0,30	0,012	79,49	47	393	0,14	0,12	2,5	-25,04
20,5	12,65	3,70	4,14	0,20	0,008	66,94	45	331	0,09	0,01	20,2	
25,5	14,02	3,56	3,45	0,14	0,005	40,17	49	361	0,07	0,02	7,2	-24,12
30,5	15,43	3,56	2,95	0,24	0,007	81,89	55	310	0,13	0,04	5,9	
35,5	16,83	3,56	3,31	0,23	0,008	77,12	57	361	0,13	0,03	7,6	-24,74
40,5	18,24	0,41	0,42	0,19	0,001	61,68				0,04	4,8	
160,5	50,21	0,17	0,21	0,29	0,001	56,04						
170,5	65,00	0,28	0,35	0,19	0,001	70,49	37	366	0,07	0,03	6,4	
175,5	79,25	0,85	1,12	0,25	0,003	95,00						
180,5	85,10	0,85	1,18	0,12	0,001	24,33	61	285	0,07	0,02	5,8	-25,81
185,5	90,95	0,59	0,81	0,32	0,003	85,92	43	305	0,14	0,06	5,4	-23,70
190,5	99,38	0,88	1,14	0,23	0,003	81,16						
195,5	105,09	0,88	1,06	0,34	0,004	76,39	47	437	0,16	0,05	6,8	-24,70
200,5	110,79	1,70	1,92	0,20	0,004	47,14	44	357	0,09	0,03	6,8	
205,5	113,73	1,70	2,06	0,18	0,004	58,42	39	346	0,07	0,03	6,1	-25,83
210,5	116,68	1,70	2,19	0,29	0,006	44,61	32	421	0,09	0,03	9,5	-25,13
215,5	119,62	1,70	1,87	0,19	0,004	64,81	68	375	0,13	0,04	4,8	
220,5	122,56	5,70	5,24	0,26	0,013	77,33	74	316	0,19	0,06	4,3	-23,60
225,5	123,44	5,70	6,21	0,15	0,009	35,83	47	366	0,07	0,02	7,4	
230,5	124,31	5,70	7,47	0,12	0,009	33,75	65	393	0,08	0,02	6,2	-23,96
235,5	125,19	0,54	0,71	0,24	0,002	70,71	169	471	0,40	0,03	7,9	
240,5	130,42	4,28	5,82	0,22	0,013	57,02	139	382	0,30	0,03	7,2	-23,83
245,5	131,59	4,28	5,48	0,33	0,018	75,82	140	476	0,46	0,05	6,3	-24,06
250,5	132,76	4,28	2,91	0,39	0,011	70,38	104	472	0,41	0,06	6,5	-23,48
255,5	133,93	4,28	3,42	0,27	0,009	65,57	125	469	0,33	0,03	8,8	
260,5	135,10	1,39	1,49	0,20	0,003	61,01	41	365	0,08	0,03	6,5	
265,5	138,69	1,39	1,46	0,17	0,003	41,37	29	412	0,05	0,03	5,7	-25,09
270,5	142,28	0,49	0,51	0,21	0,001	41,58	24	423	0,05	0,02	10,3	
275,5	152,58	0,58	0,60	0,18	0,001	38,12		377	0,05	0,02	8,9	
277,5	153,74	0,58	0,60	0,14	0,001							
280,5	161,19	0,58	0,60	0,16	0,001	63,64	43	375	0,07	0,03	5,4	-25,12
285,5	169,80	0,58	0,64	0,42	0,003	81,72	69	295	0,29	0,05	8,4	-24,31
290,5	178,41	0,58	0,67	0,16	0,001	37,96	31	381	0,05	0,02	8,1	-24,34

Teufe ig. (m)	Huminit/ Vitrinit (Korn. %)	Humodetr. (Korn. %)	Inertinit (Korn. %)	Inertodetr. (Korn. %)	Kohle (Korn. %)	TOC- Klast (Korn. %)	Sporinit (Korn. %)	Liptodetr. terrigen (Korn. %)	Aliginit (Korn. %)	Liptodetr. marin (Korn. %)	Kreide >500µ (Partikel)	gr. Sd./Stst. >500µ	Kohle >500µ
GKG													
5	12,0	35,0	7,0	22,0	0,0	0,0	1,0	0,0	2,0	21,0			
5	9,5	33,8	5,5	15,1	0,0	0,7	0,7	0,0	3,1	31,0			
20	12,0	24,0	16,5	26,0	0,0	0,5	0,0	0,5	1,0	19,5			
30	12,0	21,0	10,0	28,0	0,0	0,0	2,0	0,0	2,0	25,0			
KAL													
0	13,7	37,2	9,8	9,8	0,0	0,0	0,9	0,0	1,9	26,4			
195,5	10,6	50,5	3,7	21,6	0,0	0,0	1,0	2,3	0,3	10,0		r	
205,5	15,3	46,0	5,9	16,8	0,0	0,0	0,0	4,0	0,5	11,4			
235,5	19,7	39,1	4,5	19,7	0,0	0,0	0,0	1,5	1,2	14,4			r
260,5	22,5	42,7	1,3	13,2	0,0	0,0	2,0	4,3	0,3	13,6			
260,5												r	
265,5												c	
270,5	20,8	54,4	3,2	2,0	0,0	0,0	0,4	0,8	0,4	18,0		r	
280,5												c	
285,5	21,1	38,2	1,5	7,4	0,0	0,2	2,5	8,9	0,7	19,4			
											r =	selten	
											c =	vorkommend	
											a =	häufig	

Teufe orig. (cm)	Marin max. (Korn. %)	Marin max. (Gew.%)	TOC-Marin max. (Gew.%)	TOC-Terr. min. (Gew.%)	Marin min. (Korn. %)	Marin min. (Gew.%)	TOC-Marin min. (Gew.%)	TOC-Terr. max. (Gew.%)
GKG								
5	23,0	23,0	0,08	0,28	2,0	2,0	0,01	0,35
15	34,1	34,1	0,08	0,15	3,1	3,1	0,01	0,22
20	20,5	20,5	0,05	0,21	1,0	1,0	0,00	0,26
30	27,0	27,0	0,05	0,15	2,0	2,0	0,00	0,20
KAL								
0	28,3	28,3	0,11	0,29	1,9	1,9	0,01	0,40
195,5	10,3	7,9	0,03	0,31	0,3	0,2	0,00	0,34
220,5	11,9	9,2	0,02	0,23	0,5	0,4	0,00	0,25
235,5	15,7	11,1	0,03	0,21	1,2	0,8	0,00	0,23
250,5	13,9	9,8	0,04	0,36	0,3	0,2	0,00	0,39
270,5	18,4	7,7	0,02	0,19	0,4	0,2	0,00	0,20
285,5	20,1	16,4	0,07	0,35	0,7	0,6	0,00	0,42

Datenanhang II: Altersfixpunkte der bearbeiteten Kerne

Alter ka	23071 Teufe orig. cm I
5200	0
6680	15
12550	85
13800	92
14790	103
16550	122
16690	126
16990	130
18520	150
18790	160
21430	180
23730	220
28020	283
50210	455
55450	477
65220	490
79455	546
90525	554
103545	586
110790	612
122375	650
125000	670
135100	710
148553	763

Alter ka	23065 Teufe orig. cm I
2550	0
8600	26
10100	36
13600	41
14900	45
27000	68
55450	159
65220	162
79455	190
90525	195
103545	200
110790	220
122375	235
125000	244
157100	320
171370	349
179730	381
185190	463

Alter ka	23352 Teufe orig. cm II
2500	0
6000	21
8600	24
10100	33
14900	46
24000	75
27000	95
55450	145
65220	165
71000	175
79250	190
122375	230
128000	240
135100	250
141330	271
157100	290

Alter ka	23342 Teufe orig. cm II
2500	0
6000	15
8600	18
10100	21
13600	40
14900	50
24000	105
27000	108
55450	180
59000	185
65220	210
79250	231
122375	290
125000	315
186000	475

Alter ka	17728 Teufe orig. cm III
2500	0
13800	10
24000	40
55450	90
65220	100
79460	120
110790	135
122000	145
125000	160
129520	170
135000	185
141330	190
157000	210
171370	230
193000	290

Alter ka	21911 Teufe orig. cm IV
2500	0
13600	25
59000	77
71000	93
79250	99
90525	105
103550	110
110790	115
122375	130
128000	160
186000	253
246000	333

Alter ka	21906 Teufe orig. cm V
2000	0
8600	5,5
13600	24
18204	40,5
30470	45,5
50210	160,5
59000	162
65000	170,5
73910	173
79250	175,5
90950	185,5
99380	190,5
110790	200,5
122560	220,5
125190	235,5
129840	283
135100	260,5
142280	270,5
152580	275,5
189610	297

Datenanhang III: Ergebnisse kohlepetrologischer Untersuchungen

Lokalität/ Kern	Gebiet Seegebiet	Probenteufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ Stadium	Probentyp	Rr (%)	Rang	Mazeralzusammensetzung
Andøya	Vesterålen			sapropelisch			Vitr; <u>Spor/Res/Liptodetr/Cut</u>
Andøya	Vesterålen			Schwarzschiefer	0.39	Mattbraunkohle	<u>Vitr</u> ; Spor
Pt. Barrow	Kanad. Schelf			humisch			
Pt. Barrow	Kanad. Schelf			Boghead- Kohle	0.31	Weichbraunkohle	<u>Ulm/Dens/Inert</u> ; <u>Alg</u> /Spor
Katanga	Lena Delta			Kohle	0.31- 0.4	Weich-/Mattbraunkohle	<u>Ulm/Dens/Inert</u> ; Spor/ <u>Liptodetr</u>
				Kohle	0.31	Weichbraunkohle	<u>Ulm/Attr/Inert/Text</u> ; <u>Spor/Liptodetr</u>
21528-3	Zentr. Arkt. Oz.	43-47	5	Kohle	0.59		Text; --
				Schwarzschiefer?	n.b.		Vitr; <u>Cut/Spor/Liptdetr</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Inert/Vitr</u> ; --
		79-84	6	Schwarzschiefer!	n.b.		Vitr/Inert; <u>Spor/Cut</u>
		125-129	6?	Kohle	0,38	Mattbraunkohle	<u>Ulm/Dens</u> ; <u>Cut/Spor</u>
				Schwarzschiefer !	n.b.		<u>Dens</u> ; <u>Spor/Res/Cut</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Inert</u> ; --
		195-199	6?	Kohle	0.34		<u>Ulm/Dens</u> ; <u>Spor/Cut/Alg</u> ?
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Pyrit</u> ; --
21521-15	Östl. Arkt. Oz.	359-361	5	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Pyrit</u> ; <u>Liptdetr/Spor</u>
				Kohle	0.32		<u>Ulm/Dens</u> ; <u>Spor/Cut/Alg</u>
				Kohle	1.54		Text; --
		459-461	6	Schwarzschiefer ?	n.b.		<u>Dens</u> ; <u>Cut/Spor/Res</u>
				Kohle	0,38	Mattbraunkohle	<u>Ulm/Dens</u> ; <u>Cut/Spor</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Inert/Pyrit</u>
21535-8	Zentr. Fram Str.	254-256	5	Kohle	0,32	Weichbraunkohle	<u>Ulm/Dens</u> ; <u>Spor/Alg</u>
				Schwarzschiefer ?	0,38	Mattbraunkohle	Att; <u>Spor/Cut/Res</u>
				Kohle	1,05	Gaskohle	Text/Att; ---
		360-362	6	Kohle	n.b.		<u>Ulm/Dens</u> ; <u>Spor/Res/Alg</u>
		366-368	6	Kohle	0.53		<u>Ulm/Dens/Inert</u> ; <u>Spor/Cut/Res</u>
				Schwarzschiefer ?	0.41		<u>Att/Ulm</u> ; <u>Spor/Cut/Res</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		Vitr; --
		418-420	6	Kohle	0.31		<u>Dens/Ulm/Inert</u> ; <u>Spor/Cut/Alg</u> ?
				Ton-/Siltstein	0.38		Vitr/Inert/Pyrit; <u>Liptdetr/Spor</u>
21291-4	Östl. Fram Str.	0-5	1	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Inert</u> ; --;Liptdetr
		34.5-40	2	Kohle	0.27		<u>Vitr/Inert/Pyrit</u> ; --/Liptdetr/Spor
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Ulm/Text</u> ; --

Vitr - Vitritinit; Inert - Inertinit; Ulm - Ulmininit; Dens - Densinit; Att - Attritinit; Graph - Graphit; Spor - Sporinit; Cut - Cutinit; Res - Resinit

Alg - Algininit; Liptdetr - Liptodetrinit; Pyrit - Pyrit

Unterstrichene Mazerale treten dominant auf; n.b. - nicht bestimmt; -- - nicht vorhanden; ! - eindeutig identifizierbar; ? - nicht eindeutig identifizierbar

Datenanhang III: Ergebnisse kohlepetrologischer Untersuchungen

Lokalität/ Kern	Gebiet Seegebiet	Probenteufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ Stadium	Probentyp	Rr (%)	Rang	Mazeralzusammensetzung
17728-2	Östl. Boreas B.	390-394	6	Kohle	0.44	Mattbraunkohle	<u>Ulm</u> /Dens; <u>Liptodetr</u> /Spor/Cut
		443-448	6	Kohle	0,41		<u>Ulm</u> /Att; <u>Spor</u> /Cut/Alg
				Schwarzschiefer !	0,43		<u>Att</u> /Dens/Ulm; <u>Cut</u> /Spor/Res
		155-156	5	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Pyrit; <u>Liptodetr</u>
		185-186	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Inert</u> /Graphit ?; --
		215-216	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Pyrit; <u>Liptodetr</u>
		255-256	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Pyrit; <u>Liptodetr</u> /Alg ?
		260-261	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert; --/Liptodetr
		265-266	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert; --/Liptodetr
		270-271	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Inert</u> ; --
21906-2	Westl. Boreas B.	280-281	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert; --/Liptodetr
		4-6	1	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert; --/Liptodetr
		10-11	1	Ton-/Siltstein	n.b.		Vitr; --
		20-21	2	Ton-/Siltstein	n.b.		Vitr; --
21911-1	Südl. Grönl. FZ	35-36	2	Ton-/Siltstein	n.b.		Vitr; --
		60	5	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Pyrit; <u>Liptodetr</u> /Spor
				Ton-/Siltstein	n.b.		Vitr; --/Liptodetr
21911-2	Südl. Grönl. FZ	70-71	5	Schwarzschiefer !	n.b.		<u>Vitr</u> /Pyrit/Inert; <u>Lipodetr</u> /Spor
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Pyrit; Liptodetr
		125-126	5	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Graph ?; --/Spor
		154-155	5/6	Schwarzschiefer !	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Pyrit; <u>Lipodetr</u> /Spor
		180-181	6	Ton-/Siltstein	n.b.		Vitr/Inert; --
				Kohle	n.b.		<u>Ulm</u> ; --
		200-201	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Pyrit; --
		220-221	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert; Spor
		235-236	6	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Pyrit; Liptodetr/Spor/Alg
				Ton-/Siltstein	n.b.		Inert; --
23071-3	Zentr. Vøring-Pl.	240-241	6	Ton-/Siltstein	n.b.		Vitr; --
		89-90	2	Kohle	n.b.		<u>Ulm</u> ; --
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Pyrit; <u>Liptodetr</u> /Spor
				Schwarzschiefer ?	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Pyrit; <u>Lipodetr</u> /Spor
		94-95	2	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> /Inert/Graphit ?; --
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr</u> ; <u>Liptodetr</u> /Spor/Alg
		101-102	2	Schwarzschiefer !	0,26-0,31		<u>Att</u> /Dens/Ulm; <u>Spor</u> /Cut

Vitr - Vitrit; Inert - Inertinit; Ulm - Ulminit; Dens - Densinit; Att - Attritinit; Graph - Graphit; Spor - Sporinit; Cut - Cutinit; Res - Resinit
 Alg - Algin; Liptodetr - Liptodetrinit; Pyrit - Pyrit

Unterstrichene Mazerala treten dominant auf; n.b. - nicht bestimmt; -- - nicht vorhanden; ! - eindeutig identifizierbar; ? - nicht eindeutig identifizierbar

Datenanhang III: Ergebnisse kohlepetrologischer Untersuchungen

Lokalität/ Kern	Gebiet Seegebiet	Probenteufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ Stadium	Probentyp	Rr (%)	Rang	Mazeralzusammensetzung
				Kohle	0,28	Weichbraunkohle	<u>Ulm/Att; Spor/Res</u>
				Kohle	0,34	Weich-/Mattbraunkohle	<u>Att/Dens; Spor/Res</u>
				Ton-/Siltstein	0,76	Gasflammkohle	<u>Vitr/Inert; Cut/Alg ?</u>
		544-545	5	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Inert; --/Liptodetr</u>
				Schwarzschiefer ?	n.b.		<u>Vitr/Pyrit; Liptodetr/Spor</u>
		558-559	5	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr; --</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Pyrit; --/Liptodetr</u>
				Kohle	0,54		<u>Ulm/Inert; Spor/Cut</u>
		694-695	5	Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Inert; --/Liptodetr</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr; Liptodetr/Spor</u>
		738-739	6	"Rinde"	0,17?	Torf	<u>Hum/Vitr; Spor/Alg ?</u>
				Schwarzschiefer !	0,18-0,24	Torf-/Weichbraunkohle	<u>Hum/Vitr; Spor/Cut/Alg</u>
				Kohle	0,32	Weichbraunkohle	<u>Ulm/Att; Spor/Cut</u>
				Kohle	0,78	Gasflammkohle	<u>Textinit/Attrinit; Spor/Cut</u>
		743-744	6	Kohle	n.b.		<u>Ulm/Att; Cut/Spor/Res</u>
				Schwarzschiefer ?	n.b.		<u>Hum/Vitr; Spor/Cut</u>
		748-749	6	Kohle	n.b.		<u>Ulm/Att; Cut/Spor/Res</u>
				Schwarzschiefer ?	n.b.		<u>Hum/Vitr; Spor/Cut</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr; Liptodetr</u>
		756-757	6	Kohle	0,28	Weichbraunkohle	<u>Ulm/ ---</u>
				Kohle	0,36	Weich-/Mattbraunkohle	<u>Ulm/Att; Cut/Spor/Res</u>
				Kohle	0,44	Mattbraunkohle	<u>Ulm/Att; Spor/Cut/Res</u>
				Kohle	0,74-0,85	Flamm-/Gasflammkohle	<u>Vitr/ Spor</u>
				Ton-/Siltstein	2,3-5,2	Anthrazit	<u>Inert/ ---</u>
23065-3	Jan Mayen FZ	281-282	6	Kohle	0,31		<u>Vitr/Inert; Spor/Cut/Res/Liptodetr</u>
		287-288	6	Kohle	0,37		<u>Vitr/Inert; Spor/Cut/Res/Liptodetr</u>
				Schwarzschiefer!	n.b.		<u>Vitr; Spor/Res/Liptodetr/Cut</u>
		293-294	6	Kohle	0,32		<u>Ulm/Dens; Liptodetr/Spor/Res</u>
				Schwarzschiefer?	n.b.		<u>Dens/Vitr; Spor/Liptodetr</u>
		311-312	6	Kohle	n.b.		<u>Ulm; Spor</u>
				Ton-/Siltstein	n.b.		<u>Vitr/Inert/Pyrit; Liptdetr</u>
		342-343	6	Schwarzschiefer!	0,30		<u>Vitr/Ulm; Spor/Liptdetr/Cut</u>
				Kohle	n.b.		<u>Dens; Spor/Liptdetr</u>

Vitr - Vitrit; Inert - Inertinit; Ulm - Ulminit; Dens - Densinit; Att - Attrinit; Graph - Graphit; Spor - Sporinit; Cut - Cutinit; Res - Resinit
 Alg - Alginit; Liptdetr - Liptodetrinit; Pyrit - Pyrit

Unterstrichene Mazerale treten dominant auf; n.b. - nicht bestimmt; -- - nicht vorhanden; ! - eindeutig identifizierbar; ? - nicht eindeutig identifizierbar

Datenanhang III: Ergebnisse kohlepetrologischer Untersuchungen

Lokalität/ Kern	Gebiet Seegebiet	Probenteufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ Stadium	Probentyp	Rr (%)	Rang	Mazeralzusammensetzung
23352-3	Island Pl	347-348	6	Schwarzschiefer!	n.b.		Vitr/Ulm; <u>Spor/Liptdetr</u> /Cut
				Kohle	0.33		Dens; <u>Spor/Liptdetr</u>
		349-350	6	Kohle	n.b.		Ulm; --
				Schwarzschiefer!	n.b.		Vitr/Ulm; <u>Spor/Liptdetr</u> /Cut
		46-47	2	Kohle	n.b.		Ulm; --
				Ton-/Siltstein	n.b.		Inert/Graphit ?; --
				Kohle	0.15		
				Kohle	0.21		
				Kohle	0.27		
				Ton-/Siltstein	0.23	unbest.	
				Kohle	0.14-0.82	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Kohle	0.44	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Kohle	0.39	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Kohle	0.38	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Schwarzschiefer !	n.p.		
				Kohle	n.p.		
				Schwarzschiefer !	n.p.		
				Kohle	n.p.		
				Kohle	0.18	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Kohle	0.23	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Schwarzschiefer !	0.12-0.54	Ton-/Siltstein; Kohle	
				Kohle	0.13	Ulm	
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Kohle	0.24		
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Ton-/Siltstein	n.p.		
				Ton-/Siltstein	0.19	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Kohle	0.21	Ulm; - Graphit; Kohle	
				Kohle	0.38	Ulm; - Graphit; Kohle	

Vitr - Vitrit; Inert - Inertinit; Ulm - Ulminit; Dens - Densinit; Att - Attritinit; Graph - Graphit; Spor - Sporinit; Cut - Cutinit; Res - Resinit
 Alg - Alginit; Liptdetr - Liptodetrinit; Pyrit - Pyrit

Unterstrichene Mazerale treten dominant auf; n.b. - nicht bestimmt; -- - nicht vorhanden; ! - eindeutig identifizierbar; ? - nicht eindeutig identifizierbar

23071	
Teufe orig. (cm)	OM-Fazies
0,5*	I - 1
10*	II - 4
51	II - 1
87	III - 1
91	II - 1
100	III - 1
103	II - 1
612	II - 2
640	III - 3
656	II - 1
693	III - 1
698	II - 1
714	III - 1
725	II - 1
723	III - 1
760	II - 1

23065	
Teufe orig. (cm)	OM-Fazies
0,5*	I - 1
20	II - 2
6,5*	II - 4
24	II - 1
26,5*	III - 1
44	II - 1
162	II - 2
240	III - 1
244	II - 2
250	II - 1
270	III - 1
275	II - 1
280	III - 2
295	II - 1
305	III - 1
317	II - 1
320	III - 1
328	II - 1
335	III - 2
348	II - 1
355	III - 1
368	II - 1
371	III - 1
377	II - 1

23352	
Teufe orig. (cm)	OM-Fazies
0*	I - 1
16*	II - 2
48	II - 1
52	II - 2
155	II - 2

23342	
Teufe orig. (cm)	OM-Fazies
0*	I - 1
17*	II - 2
23*	II - 1
47	II - 2
52	II - 1
72	III - 1
77	II - 2
93	II - 1
98	II - 2
231	II - 1
290	II - 3
303	II - 1
336	III - 1
339	II - 1
412	III - 1
417	II - 1
443	III - 1
447	II - 1
452	III - 1
457	II - 1

17728	
Teufe orig. (cm)	OM-Fazies
0*	I - 1
3*	II - 1
18*	III - 1
22*	II - 1
95	II - 1
187	III - 2
203	II - 1
238	III - 2

21906	
Teufe orig. (cm)	OM-Fazies
0*	I - 2
2,5*	II - 1
18*	III - 2
20,2*	II - 2
165	II - 1
193	III - 1
197	II - 1
208	III - 1
212	II - 1
233	III - 2
237	II - 1
243	III - 2
256	II - 1
283	III - 1
287	II - 1

21911	
Teufe orig. (cm)	OM/Litho-Fazies
0*	I - 2 / A
8*	II - 1 / B2
22*	... / B1
77	II - 1
79	... / B1
93	... / B2
127	... / A
132	... / B1
146	III - 2
148	... / F
162	II - 1
165	... / B1
180	... / F
183	III - 2
195	... / B1
197	II - 1
220	... / F
223	III - 2
240	... / B1

Datenanhang V: Frühdiagenetischer Abbau von marinem organischen Material

23071		
Teufe orig. (cm)	Marin max (%)	% marin
0,5	52,0	100,0
7	46,5	89,4
17	36,1	69,4
25	30,9	59,4
38	32,0	61,5
55	31,9	61,3
70	31,8	61,2
89	23,7	45,6
101	25,6	49,2
121	30,4	58,4
151	32,0	61,6
604	12,9	24,84
634	18,7	35,93
644	35,5	68,36
654	41,0	78,77
690	30,5	58,68
694	24,6	47,33
710	24,3	46,68
738	25,8	49,67
748	21,2	40,70
763	24,5	47,16

23065		
Teufe orig. (cm)	Marin max (%)	% marin
0,5	45,2	100,0
7	25,4	56,2
19,5	23,0	50,9
39,5	26,0	57,5

23352		
Teufe orig. (cm)	Marin max (%)	% marin
0	41,7	100,00
12	42,8	102,64
21	30,0	71,94
33	22,4	53,72

23342		
Teufe orig. (cm)	Marin max (%)	% marin
3	31,1	100,0
18	19,4	62,5
24	17,1	54,9
40	20,4	65,6

17728		
Teufe orig. (cm)	Marin max (%)	% marin
0	34,0	100,0
5	24,4	71,8
15	19,6	57,6
20	21,0	61,8
30	17,2	50,6

Kern: 23071-2, GKG
Teufe orig. 0-1 cm

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	0	0,00	0,00	13	5,20
Humodetrinit	9	0,45	28,13	49	19,60
Kohle	0	0,00	0,00	0	0,00
Inertinit	0	0,00	0,00	4	1,60
Inertodetrinit	8	0,40	25,00	49	19,60
Sporinit	0	0,00	0,00	4	1,60
Liptodetr. terr	0	0,00	0,00	1	0,40
Alginit	6	0,30	18,75	11	4,40
Liptodetr. mar	9	0,45	28,13	119	47,60
	Summe			Summe	
	32	1,60	100,00	250	100,00
	Counts			Counts	
	2000			250	
Vitr gesamt	9	0,45	28,13	62,00	24,80
Inert gesamt	8	0,40	25,00	53,00	21,20
Lipt gesamt	15	0,75	46,88	135,00	54,00
	Summe				
	32	1,6	100	250	100
	Summe	TOC meas.	Emp.Faktor		
	Gew. %	Gew. %			
	1,60	0,85	1,88		

TOC Marin Korn % 0,44
TOC Marin Vol. % 0,40

Kern: 23071-2, GKG
Teufe orig. 25-26 cm

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	0	0,00	0,00	18	7,17
Humodetrinit	9	0,45	30,00	57	22,71
Kohle	0	0,00	0,00	0	0,00
Inertinit	2	0,10	6,67	18	7,17
Inertodetrinit	11	0,55	36,67	75	29,88
Sporinit	0	0,00	0,00	2	0,80
Liptodetr. terr	0	0,00	0,00	3	1,20
Alginit	1	0,05	3,33	5	1,99
Liptodetr. mar	7	0,35	23,33	73	29,08
	Summe			Summe	
	30	1,50	100,00	251	100,00
	Counts			Counts	
	2000			251	
Vitr gesamt	9	0,45	30,00	75,00	29,88
Inert gesamt	13	0,65	43,33	93,00	37,05
Lipt gesamt	8	0,40	26,67	83,00	33,07
	Summe				
	30	1,5	100	251	100
	Summe	TOC meas.	Emp.Faktor		
	Gew. %	Gew. %			
	1,50	0,76	1,97		

TOC Marin Korn % 0,24
TOC Marin Vol. % 0,20

Kern: 17728-1, GKG
Teufe orig. 0-1 cm

	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Mazeral	4	0,20	14,29	31	12,40
Huminit/Vitrinit	10	0,50	35,71	97	38,80
Humodetrinit	0	0,00	0,00	0	0,00
Kohle	1	0,05	3,57	6	2,40
Inertinit	3	0,15	10,71	25	10,00
Inertodetrinit	1	0,05	3,57	1	0,40
Sporinit	0	0,00	0,00	5	2,00
Liptodetr. terr	2	0,10	7,14	10	4,00
Algininit	7	0,35	25,00	75	30,00
Liptodetr. mar					
Summe	28	1,40	100,00	Summe	250
Counts	2000			Counts	250
Vitr gesamt	14	0,70	50,00	128,00	51,20
Inert gesamt	4	0,20	14,29	31,00	12,40
Lipt gesamt	10	0,50	35,71	91,00	36,40
Summe	28	1,4	100	250	100
Summe	TOC meas.	Emp.Faktor			
Gew. %	Gew. %				
1,40	0,55	2,55			

TOC Marin Korn % 0,19
TOC Marin Vol. % 0,18

Kern: 17728-1, GKG
Teufe orig. 20-21 cm

	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Mazeral	4	0,20	23,53	37	14,74
Huminit/Vitrinit	6	0,30	35,29	135	53,78
Humodetrinit	0	0,00	0,00	0	0,00
Kohle	0	0,00	0,00	3	1,20
Inertinit	3	0,15	17,65	17	6,77
Inertodetrinit	0	0,00	0,00	2	0,80
Sporinit	0	0,00	0,00	4	1,59
Liptodetr. terr	1	0,05	5,88	3	1,20
Algininit	3	0,15	17,65	50	19,92
Liptodetr. mar					
Summe	17	0,85	100,00	Summe	251
Counts	2000			Counts	251
Vitr gesamt	10	0,50	58,82	172,00	68,53
Inert gesamt	3	0,15	17,65	20,00	7,97
Lipt gesamt	4	0,20	23,53	59,00	23,51
Summe	17	0,85	100	251	100
Summe	TOC meas.	Emp.Faktor			
Gew. %	Gew. %				
0,85	0,41	2,07			

TOC Marin Korn % 0,09
TOC Marin Vol. % 0,10

Kern: 23352-1, GKG
Teufe orig. 0-1

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	2	0,10	8,00	2	0,78
Humodetrinit	5	0,25	20,00	37	14,45
Kohle	0	0,00	0,00	0	0,00
Inertinit	1	0,05	4,00	6	2,34
Inertodetrinit	9	0,45	36,00	104	40,63
Sporinit	0	0,00	0,00	0	0,00
Liptodetr. terr	0	0,00	0,00	0	0,00
Alginit	2	0,10	8,00	11	4,30
Liptodetr. mar	6	0,30	24,00	96	37,50
	Summe			Summe	
	25	1,25	100,00	256	100,00
	Counts			Counts	
	2000			256	
Vitr gesamt	7	0,35	28,00	39,00	15,23
Inert gesamt	10	0,50	40,00	110,00	42,97
Lipt gesamt	8	0,40	32,00	107,00	41,80
	Summe				
	25	1,25	100	256	100
	Summe	TOC meas.	Emp.Faktor		
	Gew. %	Gew. %			
	1,25	0,64	1,95		

TOC Marin Korn % 0,27
TOC Marin Vol. % 0,20

Kern: 23071-3, KAL
Teufe orig. 89-99

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	4	0,20	17,39	68	13,60
Humodetrinit	9	0,45	39,13	227	45,40
Kohle	0	0,00	0,00	0	0,00
Inertinit	0	0,00	0,00	7	1,40
Inertodetrinit	2	0,10	8,70	40	8,00
Sporinit	0	0,00	0,00	4	0,80
Liptodetr. terr	0	0,00	0,00	10	2,00
Alginit	2	0,10	8,70	6	1,20
Liptodetr. mar	6	0,30	26,09	138	27,60
	Summe			Summe	
	23	1,15	100,00	500	100,00
	Counts			Counts	
	2000			500	
Vitr gesamt	13	0,65	56,52	295,00	59,00
Inert gesamt	2	0,10	8,70	47,00	9,40
Lipt gesamt	8	0,40	34,78	158,00	31,60
	Summe				
	23	1,15	100	500	100
	Summe	TOC meas.	Emp.Faktor		
	Gew. %	Gew. %			
	1,15	0,64	1,80		

TOC Marin Korn % 0,15
TOC Marin Vol. % 0,22

Kern: 23071-3, KAL
Teufe orig. 738-739

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	11	0,55	28,21	41	8,15
Humodetrinit	13	0,65	33,33	186	36,98
Kohle	0	0,00	0,00	5	0,99
Inertinit	1	0,05	2,56	17	3,38
Inertodetrinit	4	0,20	10,26	73	14,51
Sporinit	2	0,10	5,13	3	0,60
Liptodetr. terr	0	0,00	0,00	15	2,98
Alginit	1	0,05	2,56	1	0,20
Liptodetr. mar	7	0,35	17,95	162	32,21
Summe	39	1,95	100,00	Summe	503
Counts	2000			Counts	503
Vitr gesamt	24	1,20	61,54	232,00	46,12
Inert gesamt	5	0,25	12,82	90,00	17,89
Lipt gesamt	10	0,50	25,64	181,00	35,98
Summe	39	1,95	100	503	100
Summe	TOC meas.	Emp.Faktor			
Gew. %	Gew. %				
1,95	0,85	2,29			

TOC Marin Korn % 0,22

TOC Marin Vol. % 0,17

Kern: 23071-3, KAL
Teufe orig. 748-749

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	18	0,90	37,50	53	10,47
Humodetrinit	16	0,80	33,33	261	51,58
Kohle	1	0,05	2,08	4	0,79
Inertinit	1	0,05	2,08	5	0,99
Inertodetrinit	3	0,15	6,25	30	5,93
Sporinit	2	0,10	4,17	3	0,59
Liptodetr. terr	0	0,00	0,00	1	0,20
Alginit	1	0,05	2,08	3	0,59
Liptodetr. mar	6	0,30	12,50	146	28,85
Summe	48	2,40	100,00	Summe	506
Counts	2000			Counts	506
Vitr gesamt	35	1,75	72,92	318,00	62,85
Inert gesamt	4	0,20	8,33	35,00	6,92
Lipt gesamt	9	0,45	18,75	153,00	30,24
Summe	48	2,4	100	506	100
Summe	TOC meas.	Emp.Faktor			
Gew. %	Gew. %				
2,40	1,04	2,31			

TOC Marin Korn % 0,22

TOC Marin Vol. % 0,15

Kern: 23342-6, KAL
Teufe orig. 338-339

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	4	0,20	14,29	57	14,00
Humodetrinit	8	0,40	28,57	165	40,54
Kohle	7	0,35	25,00	0	0,00
Inertinit	0	0,00	0,00	10	2,46
Inertodetrinit	1	0,05	3,57	33	8,11
Sporinit	1	0,05	3,57	14	3,44
Liptodetr. terr	0	0,00	0,00	21	5,16
Alginit	0	0,00	0,00	1	0,25
Liptodetr. mar	7	0,35	25,00	106	26,04
Summe	28	1,40	100,00	Summe	407
Counts	2000			Counts	407
Vitr gesamt	19	0,95	67,86	222,00	54,55
Inert gesamt	1	0,05	3,57	43,00	10,57
Lipt gesamt	8	0,40	28,57	142,00	34,89
Summe	28	1,4	100	407	100
Summe	TOC meas.	Emp.Faktor			
Gew. %	Gew. %				
1,40	0,63	2,22			

TOC Marin Korn % 0,16
TOC Marin Vol. % 0,16

Kern: 23065, KAL
Teufe orig. 315-316

Mazeral	Point Counting			Gesamtfeld	
	Points	Vol. %	Maz. %	Points	Korn %
Huminit/Vitrinit	10	0,50	23,81	38	7,54
Humodetrinit	17	0,85	40,48	268	53,17
Kohle	1	0,05	2,38	5	0,99
Inertinit	1	0,05	2,38	5	0,99
Inertodetrinit	3	0,15	7,14	17	3,37
Sporinit	1	0,05	2,38	9	1,79
Liptodetr. terr	1	0,05	2,38	19	3,77
Alginit	1	0,05	2,38	4	0,79
Liptodetr. mar	7	0,35	16,67	139	27,58
Summe	42	2,10	100,00	Summe	504
Counts	2000			Counts	504
Vitr gesamt	28	1,40	66,67	311,00	61,71
Inert gesamt	4	0,20	9,52	22,00	4,37
Lipt gesamt	10	0,50	23,81	171,00	33,93
Summe	42	2,1	100	504	100
Summe	TOC meas.	Emp.Faktor			
Gew. %	Gew. %				
2,10	0,9	2,33			

TOC Marin Korn % 0,22
TOC Marin Vol. % 0,17

Datenanhang VII : Kalkulation der TOC- Fraktionsanteile

Kern	Teufe	OM-Fazies	Fraktion (µm)	Fraktions-Anteil (%)	TOC (Gew.%)	TOC bilanziert (Gew.%)	TOC Fraktions-Anteil (%)	TOC gemessen (Gew.%)	TOC kalkuliert (Gew.%)
23071-2, GKG	2-3 cm	I - 1	<2	38,06	2,450	0,933	72,243	0,941	1,291
			2-6,3	29,59	0,746	0,221	17,102		
			6,3-20	14,41	0,590	0,085	6,587		
			20-63	7,37	0,264	0,019	1,507		
			63-125	6,05	0,231	0,014	1,083		
			125-2000	4,51	0,423	0,019	1,478		
23071-3, KAL	89-99 cm	III - 1	<2	46,59	0,893	0,416	55,938	0,748	0,743
			2-6,3	14,65	0,960	0,141	18,915		
			6,3-20	13,02	0,699	0,091	12,242		
			20-63	12,54	0,321	0,040	5,405		
			63-125	6,27	0,274	0,017	2,306		
			125-2000	6,93	0,557	0,039	5,194		
23352-2, GKG	0- 1 cm	I - 1	<2	25,42	1,552	0,395	57,889	0,619	0,682
			2-6,3	34,60	0,513	0,177	26,038		
			6,3-20	14,86	0,386	0,057	8,413		
			20-63	12,06	0,219	0,026	3,876		
			63-125	7,58	0,119	0,009	1,323		
			125-2000	5,48	0,306	0,017	2,462		
23352-2, GKG	18-19 cm	II - 2	<2	22,53	0,891	0,201	51,348	0,393	0,391
			2-6,3	31,72	0,386	0,122	31,325		
			6,3-20	13,68	0,241	0,033	8,415		
			20-63	4,37	0,214	0,009	2,391		
			63-125	1,95	0,186	0,004	0,930		
			125-2000	25,75	0,085	0,022	5,592		
21906-1, GKG	5-6 cm	II - 1	<2	17,01	1,270	0,216	51,621	0,321	0,418
			2-6,3	8,93	0,904	0,081	19,301		
			6,3-20	7,74	0,394	0,030	7,281		
			20-63	19,52	0,147	0,029	6,835		
			63-125	17,41	0,100	0,017	4,147		
			125-2000	29,38	0,154	0,045	10,814		

Datenanhang VII : Kalkulation der TOC- Fraktionsanteile

Kern	Teufe	OM-Fazies	Fraktion (µm)	Fraktions-Anteil (%)	TOC (Gew.%)	TOC bilanziert (Gew.%)	TOC Fraktions-Anteil (%)	TOC gemessen (Gew.%)	TOC kalkuliert (Gew.%)
21906-2, GKG	25-26 cm	II - 2	<2	13,60	0,794	0,108	47,913	0,197	0,225
			2-6,3	4,37	0,829	0,036	16,069		
			6,3-20	4,66	0,340	0,016	7,025		
			20-63	8,94	0,114	0,010	4,524		
			63-125	8,08	0,068	0,005	2,423		
			125-2000	60,36	0,082	0,050	22,047		
17728-1, GKG	0-1 cm	I - 2	<2	13,15	2,370	0,312	45,283	0,624	0,688
			2-6,3	13,15	1,540	0,203	29,424		
			6,3-20	7,63	0,764	0,058	8,470		
			20-63	13,31	0,262	0,035	5,068		
			63-125	12,01	0,168	0,020	2,933		
			125-2000	40,75	0,149	0,061	8,822		
17728-1, GKG	15-16 cm	II - 1	<2	42,53	0,456	0,194	63,910	0,283	0,303
			2-6,3	10,43	0,536	0,056	18,418		
			6,3-20	8,85	0,215	0,019	6,267		
			20-63	13,12	0,102	0,013	4,411		
			63-125	8,85	0,075	0,007	2,186		
			125-2000	16,23	0,090	0,015	4,807		
17728-1, GKG	20-21 cm		<2	45,82	0,607	0,278	61,168	0,456	0,455
			2-6,3	11,41	0,704	0,080	17,649		
			6,3-20	9,38	0,421	0,039	8,674		
			20-63	11,72	0,201	0,024	5,183		
			63-125	6,59	0,153	0,010	2,218		
			125-2000	15,08	0,154	0,023	5,108		